

過去 40 年における地上低気圧活動の経年変化

足立幸穂・木村富士男（筑波大学院生命環境）

1. はじめに

東アジアは低気圧の発生域にあたり、下流にはストームトラック域が位置する。低気圧活動は日々の天気と直結する現象であることから、低気圧の気候学的特徴、発達メカニズム等に関する研究は数多く行われている。再解析データが公開されるようになると、地上低気圧の検出は手作業から一定のアルゴリズムによる客観的手法に変化し、海上を含む広範囲かつ長期の解析が容易に行えるようになった。

最近では、近年の全球規模での気候変化傾向を受けて、低気圧活動の経年変化も注目されている。北半球の低気圧活動は、長期的に見ると中緯度で減少傾向、高緯度で増加傾向にあり、低気圧強度は全体的に増加傾向にあると報告されている (Chang, 2007; Zhang et al., 2004; McCabe et al., 2001)。一方で、低気圧活動には短期的な年々変動だけでなく、数年～数十年周期の変動も存在する。例えば、1972 年、1976 年、1989 年には低気圧発生個数の transition(遷移期)が存在しており、このタイミングは AO などのレジームシフトと一致する。しかしながら、地上低気圧の頻度と AO との関係は大西洋域で統計的に有意であるものの、太平洋域でははっきりしない。

北太平洋における低気圧活動と大規模場の変動との関係も、これまでに多く報告されている。Ueno(1993)は PNA や WP パターンの変動に伴い太平洋上の低気圧経路は東西あるいは南北に変動すると報告している。また、Chang and Fu (2002) は、北太平洋の storm track PC1 は PDO index と正の相関、SOI と負の相関関係にあるが、AO との関係は見られないとしている。しかしながら、Storm track 活動は、AO の影響が及ぶ領域に位置するシベリア高気圧やアリューシャン低気圧の強度とはよく対応する (Nakamura et al., 2002)。

これらの結果より、低気圧経路の位置や頻度は大気や海洋に見られる年々～数十年規模の変動と関係があるといえる。しかしながら、多くの研究は全球もしくは半球規模の広域の低気圧活動を扱

っていることから、本研究では日本周辺の Cyclogenesis と Cyclone track に焦点を絞り、頻度や位置に変化が見られるのか、より詳しい調査を行った。

2. データと地上低気圧解析方法

解析には、ERA40 の Gaussian reduced grid coordinate および、JRA25/JCDAS(以下 JRA) (Onogi et al., 2007) 1.25x1.25° 格子の地上気圧データを使用した。

地上低気圧リストの作成方法は、Adachi and Kimura (2007)と同じであるので、ここでは簡単に述べる程度にする。まず始めに、6 時間間隔の地上気圧を用いて、6 時間値データから気候値を差し引いた偏差データを作成し、偏差データに対し周りのグリッドよりも閾値以上の負偏差をもつグリッドを低気圧として検出した。次に、検出された低気圧データに対し、nearneighbour 法で同一の低気圧をグルーピングし、それぞれの低気圧の発生から消滅までの時刻、位置を決めた。ただし、存在期間が 24 時間未満の低気圧、熱帯低気圧、熱帯低気圧起源の温帯低気圧は解析対象から除いた。

このようにして作成した低気圧リストは、ERA40 については 1966 年 11 月 1 日～2002 年 7 月 31 日、JRA については 1979 年 2 月 1 日から 2007 年 12 月 31 日について作成し、低気圧の発生時刻、発生位置の緯度経度および移動経路、衰

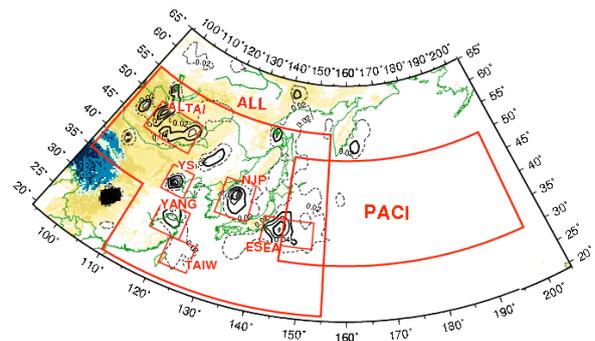


図 1: 解析対象領域と低気圧発生領域。

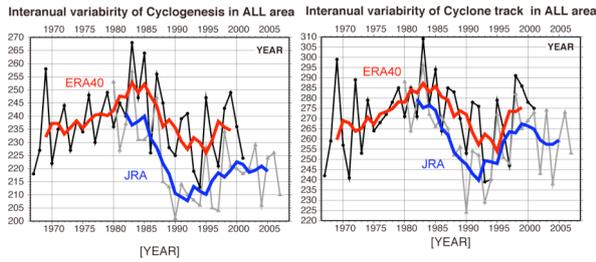


図 2：東アジア域（ALL 域）における Cyclogenesis 数と Cyclone track 数の経年変化。黒と灰色はそれぞれ ERA40 と JRA で解析された年々の個数を示す。赤と青はそれらの 5 年移動平均をしたもの。

退位置を 6 時間毎に記録した。本論文では、低気圧が最初に検出された時をその低気圧の発生（Cyclogenesis）とし、発生から衰退までの 6 時間毎の位置を結んだものを低気圧経路（Cyclone track）と定義する。6 時間毎の位置と位置との移動は、直線的に進むと仮定した。

3. 結果

3.1 低気圧発生数および経路の経年変化

図 1 に ERA40 で解析された地上低気圧の発生頻度分布を示す。低気圧はいくつかの特定の比較的狭い範囲で高頻度に発生することがわかる。これら複数の低気圧高頻度発生域（以下、発生域）を含む東アジア域（ALL 域）における Cyclogenesis 数と Cyclone track 数の経年変化を図 2 に示す。Cyclogenesis, Cyclone track とともに 1970 年頃から 1980 年にかけて増加し、1980 年前半に高頻度のピークとなった後、80 年代後半から徐々に減少し、90 年代前半に最も不活発となっている。近年は再度活発化がみられる。季節別に見ると、1970 年代は季節によって傾向が異なるが、1980 年以降の減少から増加の傾向は春と秋に顕著である。

冬季の低気圧はしばしば通過域に大きな被害をもたらすことから、次に発生域ごとの冬季の低気圧発生数の変化をみる。北部の発生域（ALTAI, NJP）では 80 年代に活発で 90 年代に不活発という傾向にあるが、南部の発生域では必ずしも同じ傾向にはない（図 3）。また、揚子江河口域（YANG）を発生域とする低気圧は 2000 年前後に発生数が多いという特徴があった。

発生域によって低気圧活動の変化傾向は異なるが、1980 年代以降における Cyclogenesis 活動は、3 つの時期に分けることができる。1 つ目は、1982

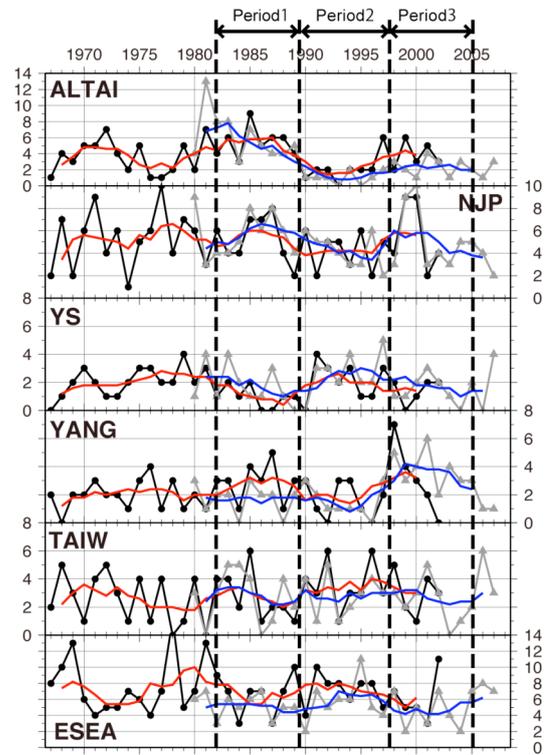


図 3：各発生域における冬季の低気圧発生数の経年変化。各グラフの色は図 2 と同じ。

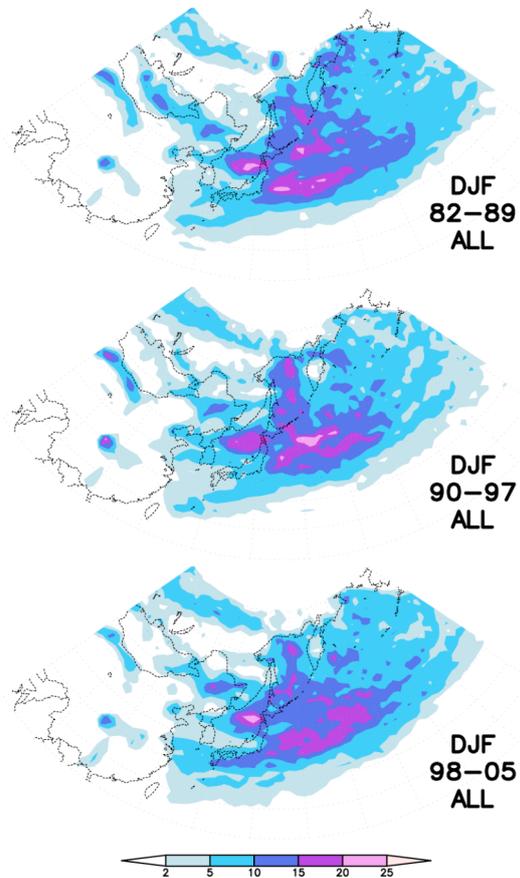


図 4：冬季の Cyclone track 頻度。(a) 1982-1989 年、(b) 1990-1997 年、(c) 1998-2005 年。

年から 1989 年の活発期. 2つ目は 1990 年から 1997 年までの不活発期. 3つ目は、1998 年から 2005 年の中間期である. 次に、これら 3 期間それぞれの Cyclone track の密度分布を図 4 に示す.

モンゴル東部の Cyclone track は Cyclogenesis 頻度と対応して 80 年代には高密度であったが、それ以降は低下している. 一方で、東シナ海から日本の南岸域では中間期に track の密度が高い. また、98 年以前は東シナ海の Cyclone track は揚子江河口域から日本の南岸に向う流れと、台湾の東海上から日本の南に向う 2 本に分けられた. しかし、98 年～05 年は揚子江河口域で発生する低気圧の頻度が高く、ほぼ一本化されているのが特徴である. 図 3 によれば、この特徴は 2000 年前後に揚子江河口で低気圧の発生頻度が高かったことを反映したものであり、この傾向は今後も続くとは必ずしも言えない.

3 期間の Cyclone track 頻度の違いは、太平洋上にも見られる. 80 年代、太平洋状には track 密度のピークは 2 本ある. 一つは、北海道の東沖から北緯 43° 線に沿って存在し、もう一つは関東の東沖から北緯 36° に沿って広がる経路である. しかし、90 年から 97 年の時期は、2 つの経路に挟まれた領域で track 密度が高く、経路はほぼ 1 本化している. 98 年から 05 年の期間は、南の経路で密度が高く、北側の経路ではあまりはっきりしない. 南側で多いのは、揚子江河口域から日本の南岸を通る経路の低気圧数が多いこととも関係していると考えられる.

3.2 低気圧発生数および経路と総観場の関係

3.1 節の結果から、低気圧活動は、80 年代前半に活発、90 年代前半に不活発であることが示された. この傾向は ALTAI 域で最も顕著であることから、ALTAI 域で低気圧活動が活発な年 81、83、85 年と、不活発な年 93、95、96 年を比較することにする. 活発年、不活発年は Cyclogenesis 数の多い年、少ない年で定義した.

活発年、不活発年それぞれにおける 500hPa Z、T、U、V の気候値からの偏差のコンポジットを図 5 に示す. 活発年は極域で正偏差、中緯度で負偏差であり、AO に似た環状構造となっている. 東アジア域に注目すると、北海道を中心とした広い地域で負偏差となっている年、すなわち極域ジェ

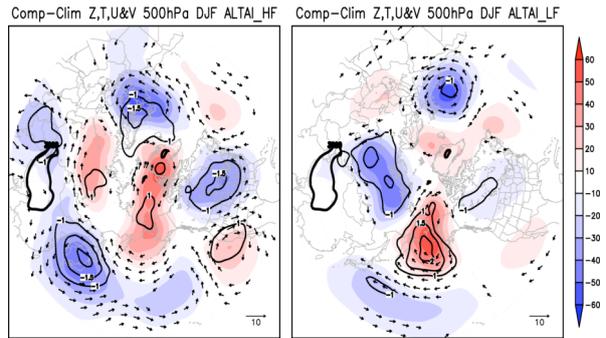


図 5: ALTAI 域における Cyclogenesis 活発年 (左) と不活発年 (右) における 500hPa コンポジット図. シェイド: ジオポテンシャル高度、コンター: 気温、ベクトル: U・V. 図中左側の太線はチベット高原の位置を示す.

ットが南下し、アルタイ域に偏西風帯が高頻度に位置する年に低気圧の発生数が多くなる. これに対し、不活発年は環状構造ではなく、極域、中緯度ともに高気圧偏差と低気圧偏差が東西方向に交互に存在している. 東アジア域に注目すると、モンゴルの北側は負偏差となっており、平年よりもトラフの通過域が北側であるため、発生数が少なくなっていたことがわかる. ALTAI 域で発生する低気圧はアルタイ-サヤン山脈をトラフが通過時に発生する風下低気圧であることから (Chen and Lazic, 1990)、発生数はトラフの位置と強く関係する.

YANG 域で発生する低気圧は東アジア全域の傾向 (ALL 域) とは異なり、2000 年前後に発生数が多かった. この領域で発生する低気圧は、チベット高原の下流にあたる高原東側の 700hPa 付近にまず渦として存在し、それが発達・移動のち低気圧となることが多い. この渦形成に関係し

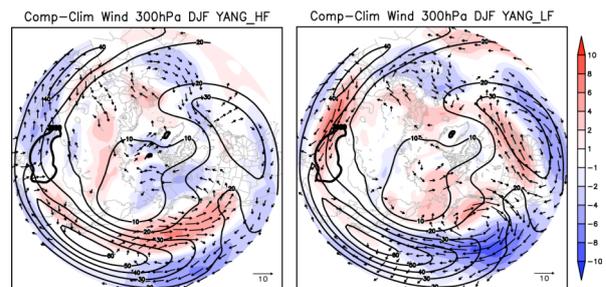


図 6: YANG 域における Cyclogenesis 活発年 (左) と不活発年 (右) における 300hPa 東西風のコンポジット図. コンター: 気候値、シェイド: 気候値からの偏差、矢印: 気候値からの偏差風ベクトル.

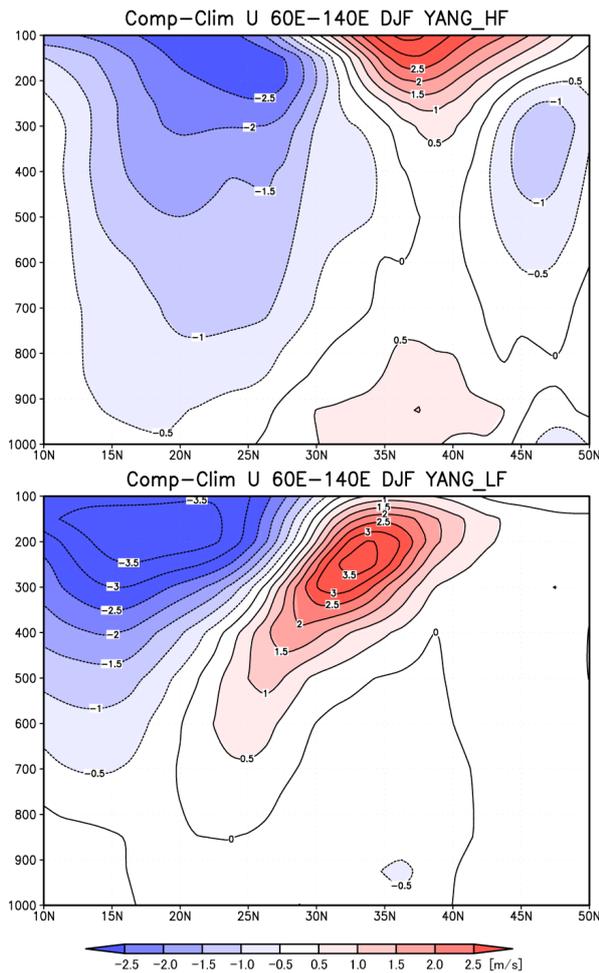


図7: YANG 域における Cyclogenesis 活発年(上)と不活発年(下)における経度平均 U-wind 鉛直断面図. 経度平均した領域は、60E から 140E.

ていると考えられる亜熱帯ジェット的位置を見るために、300hPa の東西風速の気候値(コンター)と気候値からの偏差(シェイド)のコンポジットを図6に示す. ALTAI 域と同様に低気圧の発生数で活発年・不活発年を定義すると活発年は 98, 01, 03 年、不活発年は 84, 88, 96 年であった.

活発年は亜熱帯ジェットが平年よりも北偏し、チベット高原の南側で負偏差、チベット高原の下流側(東側)に風速の正偏差の極大が位置する. 一方、不活発年は、チベット高原の上流から高原付近に風速の正偏差域が広がっており、亜熱帯ジェットは南寄りとなっている. 60E から 140E で帯状平均した U-wind 成分の鉛直断面をみると(図7)、チベット高原上空 250hPa 付近に中心をもつ風速の正偏差は、高原南側に向かって 700hPa 付近まで存在する. このことから、2000 年前後には亜熱帯ジェットの北偏により、チベット高原の

東側下層に水平シアを伴う収束域が存在し、低気圧の起源となる渦が形成しやすくなったと推測される.

3.3 低気圧頻度と PDO index との関係

図1に示される各発生域(ALTAI, NJP, HP, YANG, TAIW, ESEA)とPACI領域で発生するもしくはそこを通過する低気圧の数は10年規模の変動を持っていることから、同様に10年スケールの変動を持つAO index, PDO index との関係と比較する. ここでは、領域の低気圧数の変動ではなく、全体の低気圧数で規格化した特定領域の低気圧数を議論したいので、特定の領域のCyclone track数を全領域のCyclone track数で割り、11年平均した全領域の低気圧数を乗じた値を用いた.

AO index と ALTAI 域を通過する低気圧の相関は JRA でのみ有意な関係にある. かなり客観解析の特性に依存するようみえる. 一方で、PACI 領域を通過する低気圧は、ERA の 1980 年から 2000 年で評価した場合を除き、AO index および

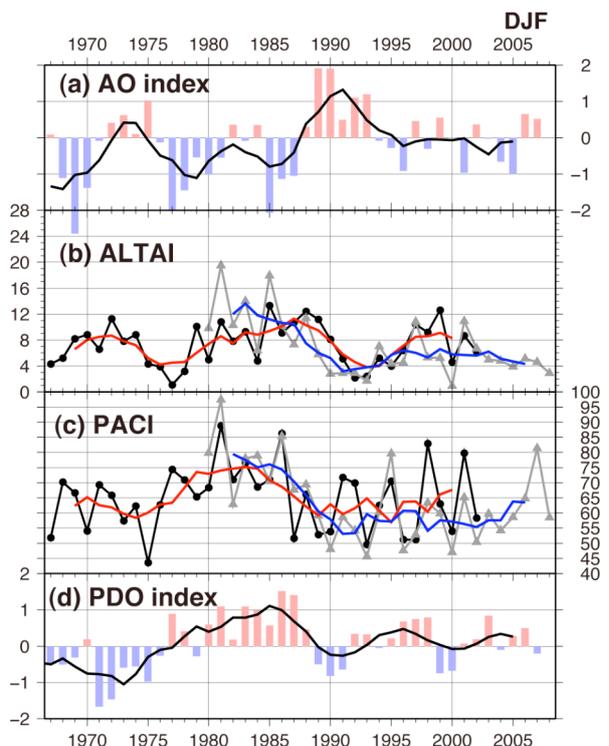


図8: AO, PDO index と ALTAI 域、PACI 域を通過した低気圧頻度の時系列. (b)と(c)の各グラフの色は図2と同じ. (a)と(d)は棒グラフでそれぞれのindexを、線で5年移動平均を示す.

PDO index と統計的に有意な関係にある。この領域で発生する低気圧も PDO index とは 90%有意である。図 8 に AO, PDO index と ALTAI 域、PACI 域を通過した低気圧頻度の時系列を示す。AO と ALTAI の低気圧頻度は、70 年代はおおよそ正の関係だが、80 年以降は負の傾向に転じており両者の関係は明瞭ではない。一方で、PACI 域の低気圧頻度と PDO index は正の関係にあり、長期的な傾向も一致していることがわかる。低気圧頻度の年々変動が大きいため、年々スケールでは PDO index と対応しない年もあるが、おおよその傾向はよく一致している。PDO と低気圧頻度の関係については、年々スケールでのメカニズムを含むさらなる解析が必要であると考えられる。

4. まとめ

東アジアの過去 30 年の地上低気圧活動は、Cyclogenesis, Cyclone track とともに 80 年代に活発、90 年代に不活発であった。この傾向は北の領域で発生する低気圧で顕著であり、これは上層の擾乱活動と関係しているためと考えられる。2000 年前後に揚子江河口域で低気圧が多く発生したが、これは亜熱帯ジェットの影響により、チベット高原東側下層にシアアができ、渦が発生し易い環境にあったためと考えられる。最後に、太平洋を通過する低気圧数と PDO index との間には、95% 以上の統計的に有意な相関関係があった。これについては、年々スケールでのメカニズムを含む更なる解析を行う必要がある。

参考文献

- Adachi, S. F. Kimura, 2007: A 36-year climatology of surface cyclogenesis in East Asia using high-resolution reanalysis data, SOLA, 3, 113-116.
- Chang, E.K.M and Y. Fu, 2002: Interdecadal variations in northern hemisphere winter storm track intensity. J. Climate, 15, 642-658.
- Chang, E.K.M, 2007: Assessing the increasing trend in northern hemisphere winter storm track activity using surface ship observations and a statistical storm track model. J. Climate, 20, 5607-5628.
- Chen, S.-J. and L. Lazic, 1990: Numerical case study of the Altai-Sayan lee cyclogenesis over east Asia. Meteorol. Atmos. Phys., 42, 221-229.
- McCabe, G.J., M.P. Clark, and M.C. Serreze, 2001: Trends in northern hemisphere surface cyclone frequency and intensity. J. Climate, 14, 2763-2768.
- Nakamura, H., T. Izumi, and T. Sampe, 2002: Interannual and Decadal Modulations Recently Observed in the Pacific Storm Track Activity and East Asian Winter Monsoon. J. Climate, 15, 1855-1874.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, 85, 369-432.
- Ueno, K. 1993 Inter-annual variability of surface cyclone tracks, atmospheric circulation patterns, and precipitation patterns, in winter. J. Meteorol. Soc. Japan, 71, 655-671
- Zhang, X., J.E. Walsh, J. Zhang, U.S. Bhatt, and M. Ikeda, 2004: Climatology and Interannual Variability of arctic cyclone activity: 1948-2002. J. Climate, 17, 2300-2317.