

101:104:103 (ストームトラック; 温帯低気圧;
ジェット気流; 海洋前線帯; 季節変化)

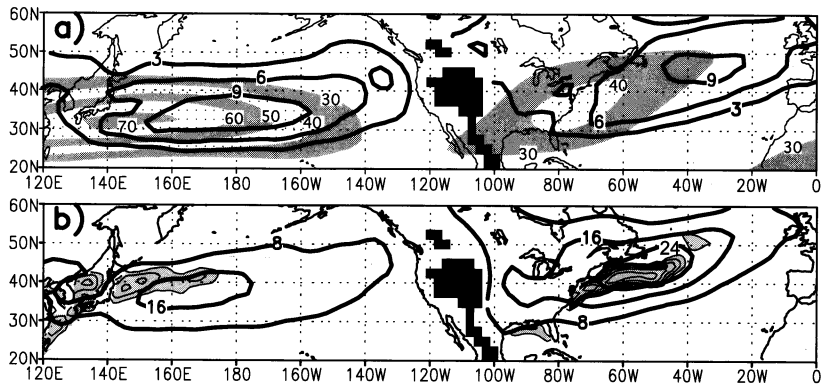
2-1. 寒候期における極東域の低気圧活動の特徴

中村 尚*・三瓶 岳 昭**

1. はじめに

良く知られているように、我が国を含む極東・北西太平洋域は、北米東岸・北西大西洋域と並んで、北半球寒候期で移動性高低気圧波の活動が最も活発な地域である。実際、地上天気図に現れる低気圧の統計に基づく「総観的」ストームトラックは、日本東岸から太平洋を跨ぐよう分布している (Whittaker and Horn, 1984)。これは、客観解析データにおいて周期1週間以下の移動性波動擾乱成分を抽出し、その変動の顕著な領域として定義され

る「波動力学的」ストームトラックと良く一致する (Wallace *et al.*, 1988; Nakamura, 1992)。また、急激に発達した個々の地上低気圧の統計に拠れば、所謂「爆弾低気圧」が最も頻りに現れるのも日本東岸沖と北米東岸沖である (Roebber, 1984)。実際、両地域とも移動性波動擾乱に伴う対流圏下層の極向き熱輸送の極大域に当たり (第1図b; Blackmon *et al.*, 1977; Nakamura, 1992)、上空の西風ジェットのコア領域に当たる両地域で (第1図a) 擾乱の傾圧的発達が特に顕著なことを示している。さらに、両地域では、黒潮やメキシコ湾流からの水蒸気補給が「爆弾低気圧」の発達に重要な寄与をする (Kuo *et al.*, 1991)。



第1図 (a) 北太平洋・北米・北大西洋域における平年1~2月の西風風速 (m/s) の分布。925hPa面(太線: 3, 6, 9), 250hPa面(細線: 10毎, 30~40, 50~60, 70~80に陰影)。 (b): (a)と同様。但し、850hPa面における周期8日以下の移動性擾乱による極向き熱フラックス (太線: 8, 16, 24, 32 K m/s)。陰影は海面水温の南北傾度が強い(>1.2°C/110 km) 海洋前線帯。水温は Reynolds データ (1982~98)。他は米国環境予測センター (NCEP)・大気科学研究センター (NCAR) 再解析データの平年値 (1979~98)。Nakamura *et al.* (2004) に拠る。

2. 「真冬の擾乱振幅低下」のパラドックス

ただし、第1図にて極東域と北米東岸とを比べると、教科書の教える知識では説明のつかない差異に気付かされる。即ち、真冬にて上空の西風ジェットは大西洋に比べ太平洋で圧倒的に強く (40 m/s vs. 70 m/s)、背景の傾圧性が高いにも拘わらず、擾乱振幅は逆に大西洋で著しく大きい傾向である (下層の熱輸送で1.7倍)。この現象を総観的見地からより直感的に見直せば、所謂「西高東低」の冬型の気圧配置が持続する時に、日本付近では移動性の温帯低気圧が発達し難いという傾向になる。例えば、第2図では上空の西風風速は80~90(m/s)にも達するが、本邦東方海上の低気圧も、台湾沖の前線に伴う気圧の谷も、その24時間で殆ど発達していない。傾圧不安定の線型理論に拠れば、擾乱の最大成長率は西風の鉛直シアに比例する。これがそのまま実際の擾乱振幅に反映されることはあり得ない

* 東京大学大学院理学系研究科,
hisashi@eps.s.u-tokyo.ac.jp

** 東京大学大学院理学系研究科.

© 2005年 日本気象学会

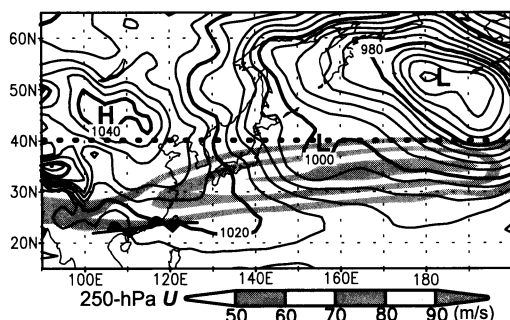
が、真冬の強いジェットに伴う有効位置エネルギーが傾圧擾乱の発達のために効果的に変換されないという極東域の特徴は、力学的にきちんと理解されるべきであろう。

実は、第1図bに見られる極東での擾乱活動の抑制は、この地域での移動性擾乱の活動の特徴的な季節変化を反映したものである。第3図は、極東・北西太平洋の移動性波動擾乱に伴う下層の極向き熱輸送の季節変化を示したものである。Nakamura *et al.* (2002) の指摘した近年の擾乱活動の長期変調を考慮し、真冬に擾乱振幅が殊に強かった5冬(第3図a)と殊に弱かった5冬(第3図b)とに別けて合成図が作成されている(Nakamura and Sampe, 2002)。まず気付くことは、真冬にジェットが強まるほど移動性擾乱の活動が強く抑制されて顕著な振幅の極小が現れる一方、ジェットが比較的弱い冬には却って擾乱振幅が高い傾向である。やはり、従来の傾圧不安定理論では説明がつかない。尚、極東上空でのジェットの強まりは、第2図のように、冬季モンスーンが顕著で寒気が下層で持続的に南下する時に起こり易い。1980年代末以降はモンスーンの弱化傾向を反映して真冬の振幅極小が顕著に現れ難くなっているが(第3図a)、それ以前は平年の季節進行として現れていた(Nakamura, 1992)。

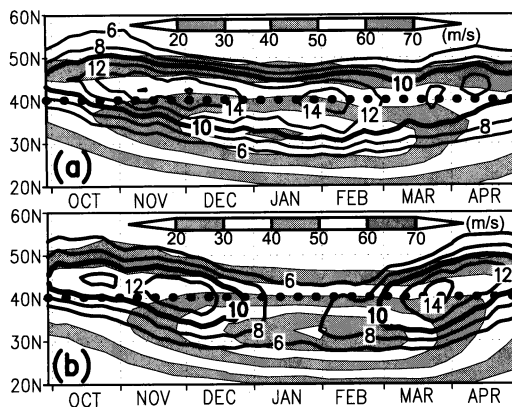
さて、第3図a, bを比較して興味深いのは、真冬のジェット軸の緯度がほぼ同一にも拘わらず、ストームトラックの軸の緯度が大きく異なる点である。即ち、ジェットの弱い冬には、擾乱はジェットから離れて40°N付近を通り易く、その傾圧的発達も顕著である。反対にジェットの強い冬には、擾乱の経路は南下してジェット軸付近を通り易いが、擾乱の発達は却って抑

制される。これは、風速の増大に伴ってジェット軸付近の渦位勾配も強化され、導波管であるジェット軸に上空の移動性擾乱が強く捕捉される傾向を示すものと考えられる。実際、Nakamura and Sampe (2002) は、北西太平洋の複数の子午面にて、第3図bの冬はaの冬に比べて遥かに高い確率で、擾乱の振幅極大がジェット軸付近に存在し易い傾向を確認している。

では、擾乱がジェット軸に捕捉されると何故発達が抑制されるのだろうか？ 第1図bを眺めると、大西洋でも太平洋でも、擾乱の傾圧的発達(極向きの熱輸送)が最大となる領域の直ぐ上流側で、海面水温(SST)勾配が著しいことが分かる。これらは、海洋の亜熱帯循環系と亜寒帯循環系の境界を成す海洋亜寒帯前線帯である。海流の西岸強化を反映して前線帯も海洋西部で顕著である。前線帯南側の暖流からは低気圧の暖域へと多量の水蒸気が供給され、擾乱の成長を促す。一方、移動性擾乱の熱輸送はSST勾配に伴う地表傾圧性を緩和させようと働くが、海洋混合層の大きな熱容量と強い海流による熱移流で勾配は維持され、大気への熱放出を通じて地表の傾圧性が保たれる(Nakamura *et al.*, 2004)。渦位論的に観れば、擾乱の傾圧的発達は、中緯度ジェットを伝播してくる上空の擾乱と地表傾圧性との相互作用の結果と解釈できる



第2図 1981年1月6日の地上天気図。等圧線は4 hPa 毎。陰影は250hPa 西風風速が50~60, 70~80, 及び90(m/s)以上の領域。NCEP/NCAR 再解析に拠る。点線は40°N。



第3図 極東・北西太平洋域における移動性擾乱と偏西風の季節進行。等値線は、850hPa面における周期8日以下の移動性擾乱に依る極向き熱フラックス(K m/s; 6から2毎、太線は10)。陰影は250hPa 西風風速(20~30, 40~50, 60~70 m/s)。いずれも100°E~180°の東西平均。(a)1986/87, 1988/89, 1989/90, 1991/92, 1993/94の5冬平均。(b)1980/81, 1982/83, 1983/84, 1985/86, 1994/95の5冬平均。Nakamura and Sampe (2002) に基づく。

(Hoskins *et al.*, 1985). 因に, 北上するメキシコ湾流に伴って SST 勾配は大西洋でより強く, かつ擾乱移動経路が前線帯のほぼ真上に位置する (第1図 b). これらが大西洋での擾乱の強さの1要因となっていると考えられる.

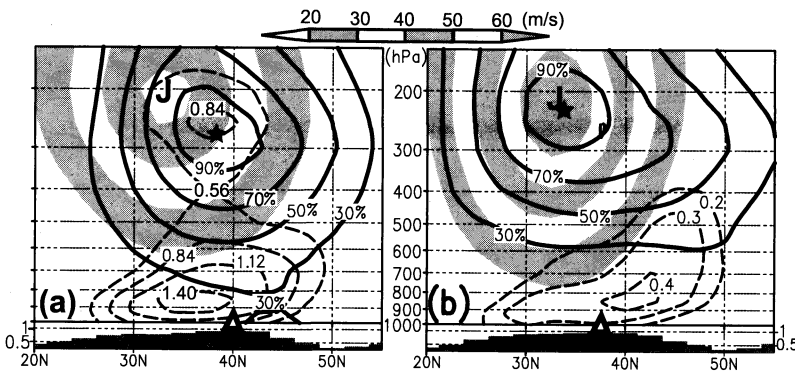
一方, 太平洋では, 平年でも擾乱経路が海洋前線帯からジェットの方へと偏倚している (第1図 b). 第4図はモンゴル方面から北太平洋に伝播してきた擾乱の典型的な子午面構造を統計的に表した図である. 特に, ジェットが極度に強い冬には, 上空の擾乱が32°N に位置するジェット軸に捕捉され易く, 40°N 付近に位置する海洋前線帯からずれてしまう (第4図 b). 加えて, シベリアからの波動は高度約9 km (300 hPa) の中緯度圏界面を伝播してくるが, それが亜熱帯ジェットが強ければ, 高度12 km (200 hPa) 付近に位置する軸に捕捉される. 総観規模擾乱の Rossby 深度 (ある高さに置かれた渦位偏差の影響が及ぶ深さ) が10 km 程度であることを考えれば, 擾乱振幅極大の3 kmの上昇によって地表の傾圧帯との結合が弱まり, 擾乱の発達を抑制するよう働くものと推察される. 逆に, ジェットが弱ければ, 擾乱はその捕捉から逃れられ, 海洋前線上空を中緯度の低い圏界面に沿って伝播できるので, 傾圧的発達が顕著になるものと解釈できる. 実際, 下層でも擾乱振幅が衰えていない (第4図 a).

3. 議論

Palmen (1951) の大循環模式図にあるように, 対流圏には2種類の偏西風ジェットが存在する. このうち, 亜熱帯ジェット (STJ) の存在は, 基本的に Hadley 循環に伴う角運動量の輸送に因る. 一方, 極前線 (亜寒帯) ジェット (PFJ) は eddy driven である (Lee and Kim, 2003). 即ち, ストームトラックで傾圧的に発達した波動擾乱が上空を亜熱帯へと分散してゆき砕波するのに伴う角運動量輸送で維持されている. 擾乱の熱輸送によって西風運動量が下層に輸送されるため, PFJ は STJ に比べ深い構造をしており, 海上に偏西風を伴う (Nakamura and Shimpo, 2004). この偏西風に駆動された海洋循環系の境界に形成される海洋亜寒帯前線帯がストームトラックの位置を固定しようとする作用に着目した Nakamura *et al.* (2004) は, 海洋前線帯・ストームトラック・PFJ の3者の結合系が STJ の擾乱捕捉効果によって如何に乱されるかという観点から, 中緯度対流圏循環を捉え直すことを提案した. 前節の解釈はまさにそれに則ったものである.

STJ から遠い北西大西洋の海洋前線帯では3者の結合が素直に現れ, Nakamura (1992) が示すように西風風速と擾乱振幅には正相関が顕著である. これに対し, STJ に近い北西太平洋では, STJ の強化に伴い両者の相関は負に転ずる (Nakamura, 1992). 冬季極

東上空では PFJ が STJ に合流する傾向にあり (Mohri, 1951), モンスーンの強化とともに寒気が南下し, 上空の惑星波のトラフが深まると STJ が強まる. トラフの西側を吹く北西風は, シベリアからの擾乱をより効果的に STJ へと移流させる. 逆に, トラフと STJ の弱まる秋・春, 及び暖冬年においては, 擾乱は STJ の束縛から逃れ, 地表傾圧帯の上を伝播できるようになり, 発達が顕著になる. 北西太平洋域の中でも, 日本海が日本列島をその北の大陸から隔てる日本付近は, 40°N 付近を東西に伸びる海洋亜寒帯前線に沿った



第4図 真冬 (1~2月) にシベリアから伝播して来た波動擾乱の, 北太平洋域 (170°E~170°W) における典型的な南北・鉛直構造. [47°N, 105°E] における周期8日以下の300hPa 高度変動に対する2日後の3次元線型回帰図に基づく. (a) は第3図 a, (b) は第3図 b の各々5冬に対応. 太実線は子午面内の高度場偏差の振幅分布を最大値 (★) に対する比 (30, 50, 70, 90%) で表示. 破線は周期8日以下の移動性擾乱による極向き熱フラックス (K m/s; 単位体積当り). 等値線間隔は各々の最大振幅の自乗に比例. (a) 0.56から0.28毎, (b) 0.1毎. 陰影は250hPa 西風風速 (20~30, 40~50, 60~70 m/s; J はジェット軸). 各パネル下は SST 南北傾度 (°C/110 km) の分布. △は海洋亜寒帯前線. Nakamura and Sampe (2002) に基づく.

傾圧帯に加え、日本南岸（黒潮の北縁）から黒潮続流へと33~36°Nを伸びる傾圧帯や沿海州沿岸の別の傾圧帯も存在する。このように地表傾圧帯が複雑に分布するにも拘わらず、Yoshida and Asuma (2004) が示す「爆弾低気圧」の多くが、これら何れかの傾圧帯に沿って東進していることは、地表傾圧帯が低気圧の発達に及ぼす影響の重要性を改めて示唆するものと言えよう。また、第3図で、ジェットの弱い冬の方が強い冬よりジェットの南北幅が広いのは、擾乱の発達が顕著でSTJ北側にPFJが分離しかかったことを示している。実際、海上偏西風の軸も北上し、ほぼ亜寒帯前線に沿っていた (Nakamura *et al.*, 2004)。

以上のように、極東においては梅雨前線という固有の現象の他に、寒候期の温帯低気圧の活動にも線型理論では説明のつかない著しい特徴が存在する。この特徴の理解を通じて、ストームトラックの力学に関する我々の理解が一層深まって行くものと期待される。

参 考 文 献

- Blackmon, M. L., J. M. Wallace, N.-C. Lau and S. L. Mullen, 1977 : An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1040-1053.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985 : On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Kuo, Y.-H., R. J. Reed and S. Low-Nam, 1991 : Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western Atlantic, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 457-476.
- Lee, S. and H.-K. Kim, 2003 : The dynamical relationship between subtropical and eddy-driven jets, *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1490-1503.
- Mohri, K., 1953 : On the fields of wind and temperature over Japan and adjacent waters during winter of 1950-1951, *Tellus*, **3**, 340-358.
- Nakamura, H., 1992 : Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1629-1641.
- Nakamura, H. and T. Sampe, 2002 : Trapping of synoptic-scale disturbances into the North-Pacific subtropical jet core, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi : 1029/2002GL015335.
- Nakamura, H. and A. Shimpo, 2004 : Seasonal variations in the Southern Hemisphere storm tracks and jet streams as revealed in a reanalysis data set, *J. Climate*, **17**, 1828-1842.
- 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.
- Nakamura, H., T. Sampe, Y. Tanimoto and A. Shimpo, 2004 : Observed associations among storm tracks, jet streams and midlatitude oceanic frontal zones, *The Earth's Climate : Ocean-Atmosphere Interaction*. C. Wang, S.-P. Xie and J. A. Carton, Eds., *Geophys. Monogr.*, **147**, Amer. Geophys. Union, 329-346.
- Palmen, E., 1951 : The role of atmospheric disturbances in the general circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **77**, 337-354.
- Roebber, P. J., 1984 : Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 157-1589.
- Wallace, J. M., G.-H. Lim and M. L. Blackmon, 1988 : Relationship between cyclone tracks, anti-cyclone tracks and baroclinic waveguides, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 439-462.
- Whittaker, L. M. and L. H. Horn, 1984 : Northern Hemisphere extra-tropical cyclone activity for four mid-season months, *Int. J. Climatol.*, **4**, 297-310.
- 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.