

極東モンスーンの変動と北太平洋上空のジェットの強弱が 移動性擾乱の活動に及ぼす影響

東京大院・理学系研究科地球惑星科学専攻 三瓶 岳昭, 中村 尚

はじめに

中高緯度において、移動性高低気圧に代表される総観規模擾乱の活動は、北半球では北太平洋中部と北大西洋西部に集中しストームトラックを形成しており、熱・角運動量・水蒸気輸送などを通じ大気大循環に重要な役割を担っている。傾圧不安定の線形論では、不安定波の最大成長率は西風の鉛直シアに比例する。例えば Eady (1949) の場合、

$$\sigma_{BI} = 0.31f \left| \frac{\partial \vec{U}}{\partial z} \right| N^{-1}$$

と書かれ、対流圏上層の西風ジェットの存在下で移動性擾乱の傾圧的な発達が特に冬季に大きく、下流のストームトラックの活動が活発になると解釈できる。ところが北太平洋では、ジェットの強化に伴い晩秋・早春に擾乱活動が活発になるものの、ジェットが最も強い真冬には移動性擾乱の活動はかえって低下することが知られている (Nakamura 1992)。また、真冬の擾乱活動の年々変動についても、西風風速は擾乱振幅と逆相関を持つことが示されている。

このような、線形論の予想に反した奇妙な現象の起こるメカニズムについては、非断熱加熱の変化や西風による移流で傾圧帯に擾乱がとどまる時間が短くなる効果など、いくつか提案されてきた。このうち Nakamura (1992) や Chang (2001), Nakamura et al. (2002) は、

強いジェットの存在下では擾乱に伴う温度場変動と南北風・鉛直風変動の相関が低下し、基本場から擾乱へのエネルギー変換効率が低く発達に不利な擾乱構造となる傾向を指摘している。

本研究では、このような構造変化のメカニズムを明らかにするため解析を行った。西風ジェットの変動に伴い対流圏上層の擾乱の伝播経路が変化していた事が判明し、それが擾乱の構造変化をもたらすと考えられることを述べる。詳細は Nakamura and Sampe (2002) を参照されたい。

データは 1979–1995 年の NCEP/NCAR 再解析データを用いた。12 時間ごとのデータ時系列に、切離周期 8 日の高周波フィルターを施して得た短周期成分を移動性擾乱に伴う変動とみなした。また短周期の高度場変動の自乗を 2 倍したのち 8 日低周波フィルターを施したもの (変動の包絡線に相当) を、擾乱の振幅を表現する変数として用いた。但し流線関数的に見るため $f(45N)/f(\phi)$ 倍して扱った。

擾乱活動の年々変動

年々変動の様子については Nakamura et al. (2002) に詳しいので簡単な紹介にとどめる。ジェットの強かった 5 冬 (1981, 83, 84, 86, 95) は真冬 (1, 2 月) の擾乱活動が弱かった一方、極東モンスーンの弱化に伴いジェッ

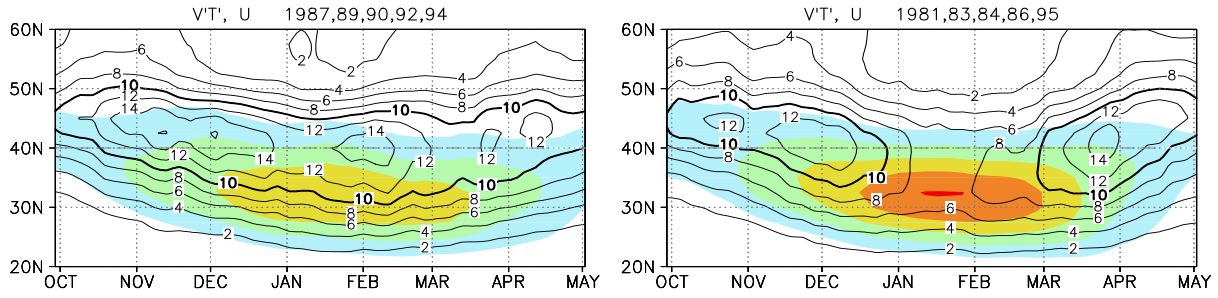


図1 100°E-180°で平均した850 hPa面の極向き熱輸送 (K m/s)。横軸は季節進行 (目盛は各月の1日)。色は背景の西風風速 (30 m/s以上)を示す。左図：ジェットの弱い5冬。右図：ジェットの強い5冬。

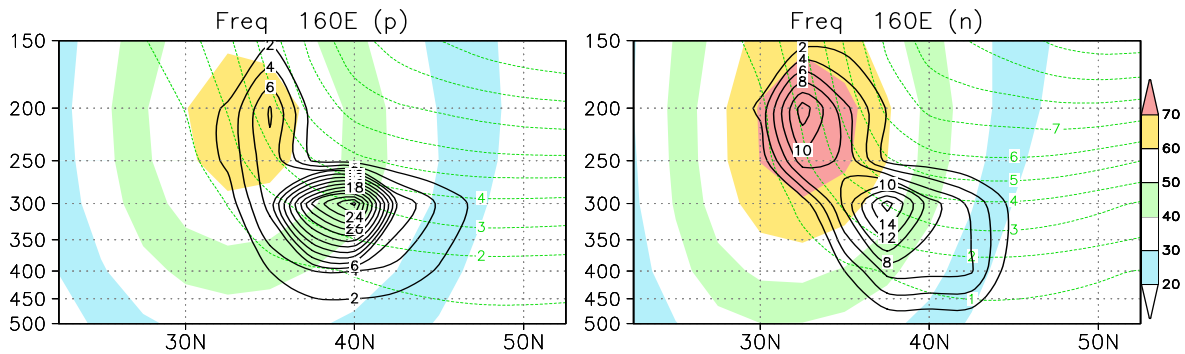


図2 160°Eにおける、1-2月の擾乱振幅ピークの頻度分布 (回)の南北-鉛直断面図。色：背景の西風風速。破線：背景場のErtelのPV (1 PVU毎)。左図：ジェットの弱い5冬。右図：ジェットの強い5冬。

トの弱かった5冬 (1987, 89, 90, 92, 94)には擾乱が活発化し、真冬の振幅極小が消滅していた。(図1)

これら5冬ずつを平均した循環場を比較すると、移動性擾乱の活動に伴う渦度輸送から計算される、順圧的フィードバックによる西風加速の差は、西太平洋では有意でなく、東太平洋の一部では擾乱が活発な冬に西風加速偏差であった。同じ冬に対流圏下層の温度はモンスーンの弱さを反映し日本付近で暖気偏差であったが、温度勾配はストームトラック軸上ではあまり変わらず、鉛直循環偏差も西太平洋で直接循環的であった。したがって、擾乱活動が強い冬に西風シアが弱いことは、擾乱活動から基本場へのフィードバック変動では説明できないと考えられる。

擾乱の移動経路

北太平洋の上流、ユーラシア大陸上の弱いストームトラックの軸は、シベリア上空300 hPa付近のピークと、亜熱帯ジェット沿いの30°N, 200 hPa付近のピークの二つに分かれている。北太平洋中部を基準点としたラグ相関図を用いた解析では、擾乱は亜熱帯ジェット沿いよりもシベリア・中国東北部方面から伝播してくるものが多かった。そこで47.5°N, 105°Eを基準に、300 hPa面高度場のラグ相関図を用いてシベリアからの擾乱の伝播経路を調べたところ、ジェットの弱い冬には擾乱は日本付近からは東に伝播し、40°N付近にある地表の傾圧帯のほぼ真上を通過していた一方、ジェットの強い冬には、上層のトラフが深いことに伴い擾乱は日本付近に至っても南東に伝播し、太平洋上では地表の傾圧帯から南に

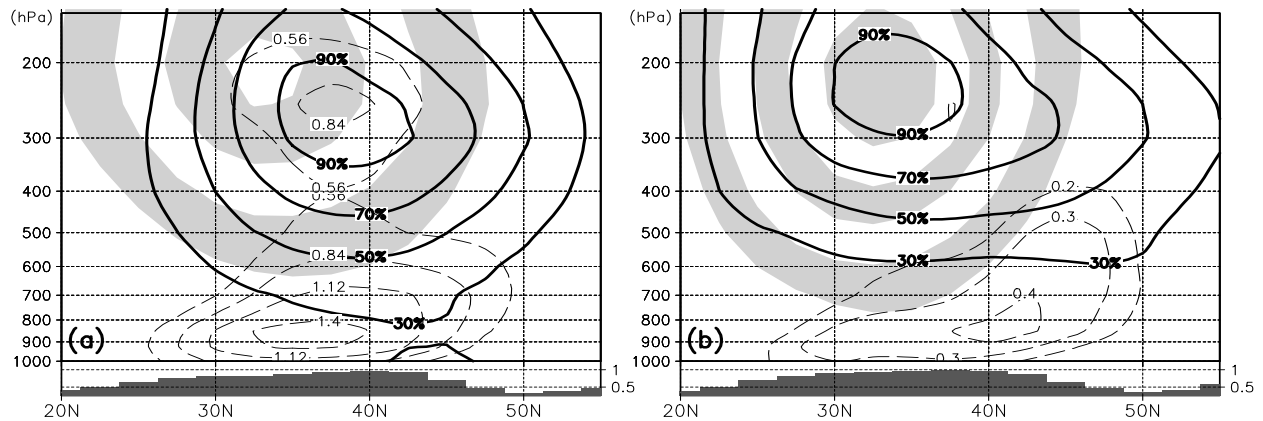


図3 180°付近での南北-鉛直断面。実線：47.5°N, 105°E, 300hPaを基準としたラグ2日の高度場回帰係数(ピーク値に対する百分率)。破線：線形回帰場により計算した極向き熱flux (K m/s)、密度で規格化。高度場変動の大きさに対応し(b)では(a)の0.33倍の間隔。背景の西風20-30, 40-50, 60-70 m/sに陰影。図の下部に地表近くの南北温度勾配を示す(K/100km)。(a)擾乱の活発な5冬、(b)不活発な5冬。

外れていることが分かった。

次に各経度の子午面内で、高度場振幅が最大値をとる位置を毎日評価し、これが擾乱中心の通過位置を表現するとみなして、真冬の2ヶ月間にデータの各格子点を何回擾乱中心が通過したかの統計をとった。通過頻度の分布(図2)から、ジェットの弱い冬には擾乱中心のほとんどが地表の傾圧帯の真上、中緯度圏界面(40°N, 300hPa)近辺に位置していたのに対し、ジェットの強い冬には相当数が32.5°N, 200hPaにある亜熱帯ジェットコア付近に位置していた。

対流圏上層の擾乱の伝播経路に見られるこれらの変動は、ジェットおよびそれに伴う渦位勾配の強弱による、擾乱のトラッピング効果の強弱の反映と考えることができる。なお、春・秋には擾乱中心がジェットコア付近を伝播することは少なく、ほとんどが中緯度圏界面上に分布していた。

擾乱の構造

さらにシベリア方面から伝播してきた擾乱の典型的な構造を、ラグ回帰図を用いて調べ

た(図3)。ジェットの弱い冬には高度場の回帰係数のピークは地表の傾圧帯のほぼ真上にあり、下層での回帰係数の減衰は弱く、しかも地表付近で回帰係数がわずかに増大している。この結果からは、Plumb(1986)で定義されたE-P fluxに対流圏内で強い上向き成分が見られることと併せ、圏界面付近の擾乱と地表付近の温位変動との相互作用が強いことが示唆される。

一方ジェットの強い冬には、上層の回帰係数のピークは南かつ上方へシフトして亜熱帯ジェットコア付近にあり、地表の傾圧帯から離れる傾向があった。また擾乱振幅の回帰係数は下方に向けて急速に減衰しており、地表付近に極大は見られない。下層の上向きE-P fluxも著しく弱く、圏界面付近と地表付近の擾乱の相互作用が弱まっていると示唆される。

PV(Potential Vorticity) thinkingの見地からは、擾乱の傾圧的な発達是对流圏上層の擾乱(渦位変動)と地表近くの傾圧帯における温位変動の相互作用によると解釈される(例えばHoskins et al. 1985)。冬の極東モンスーンが強い時期には、強い亜熱帯ジェットのコ

アに伴う強いPV勾配が導波管として、大陸から伝播してきた擾乱をトラップする傾向が強まる。一方、地表の傾圧性は自由大気中の傾圧性とは異なり、海洋フロント等の影響を強く受けるため、傾圧帯の位置は40°N近辺であまり変化しない。結果として、トラップされた擾乱は7-10度北方に位置する地表の傾圧帯から遠ざかっており、傾圧帯との相互作用が弱められると解釈できる。このような擾乱の位置の変化と相互作用の弱化が、過去指摘されてきた、擾乱が下層で弱い構造をとること、および南北風と温度変動の相関低下などに反映され、ひいては強い西風ジェットに伴って傾圧性擾乱の振幅が低下する一因となることが示唆される。

実際、毎日のデータを160°Eにおける擾乱中心の通過位置を基準に、トラップされた時期とそれ以外の時期に分けて擾乱構造を調べると、トラップされた時期に下層の循環が弱いことや極向き熱輸送が小さい特徴が再現された。またこれまで擾乱活動が弱いとした5冬の中でも、トラップされていない時期には下層の極向き熱輸送はやや強かった。北太平洋で擾乱活動が低下する冬には、擾乱がトラップされる時期とされない時期が混在していたため、擾乱の伝播経路の変動を考慮しない従来の研究では発達に不利な擾乱構造をとるメカニズムが判然としなかったものと考えられる。

参考文献

- Chang, E. K. M., 2001: GCM and observational diagnoses of the seasonal and interannual variations of the Pacific storm track during the cool season. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1784–1800.
- Eady, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, **1**, 33–52.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **111**, 877–946.
- Nakamura, H., 1992: Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1629–1642.
- Nakamura, H., and T. Sampe, 2002: Trapping of synoptic-scale disturbances into the North-Pacific subtropical jet core. *Geophys. Res. Lett.*, **29** (16), doi:1029/2002GL15335.
- 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.
- Plumb, R. A., 1986: Three-dimensional propagation of transient quasi-geostrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time-mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1657–1678.