

惑星規模波束の群速度を用いた 成層圏突然昇温の励起源に関する解析

**Analysis on the Forcing Region of Sudden Stratospheric Warmings
by Using Group Velocity of Planetary Wave Packets**

上田学⁽¹⁾・向川均・小寺邦彦⁽²⁾・野口峻佑⁽¹⁾

Manabu UEDA⁽¹⁾, Hitoshi MUKOUGAWA, Kunihiko KODERA⁽²⁾,
and Shunsuke NOGUCHI⁽¹⁾

(1) 京都大学大学院理学研究科

(2) 名古屋大学宇宙地球環境研究所

(1) Graduate School of Science, Kyoto University, Japan

(2) Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University, Japan

Synopsis

An analysis method to detect emanation regions and the associated emanation period of planetary wave (PW) packets inducing the sudden stratospheric warming (SSW) is developed. The method traces a 3D wave ray of a PW packet based on its group velocity computed from the 3D wave activity flux for stationary PWs defined by Plumb. By applying the method to a SSW event occurred in December 2001, we detect two key circulation anomalies near the tropopause, from which PW packets propagate efficiently into the stratosphere and subsequently cause the SSW: one is a blocking in the North Atlantic, the other is a cyclonic anomaly residing in East Asia and the North Pacific. The important role of the latter anomaly for the occurrence of the SSW is firstly recognized in our study.

キーワード: 成層圏突然昇温, 群速度, 光路追跡

Keywords: sudden stratospheric warming, group velocity, ray tracing

1. はじめに

冬季成層圏において発生する顕著現象である成層圏突然昇温 (Sudden Stratospheric Warming; SSW) は, Matsuno (1971) によって, 対流圏で増幅した惑星規模擾乱が上方伝播し, 成層圏で帯状平均帯状風 (以後, 帯状平均風) と相互作用することにより生起することが知られている. また, SSW と関連する対流圏での惑星規模擾乱の増幅を引き起こす循環変動として, 対流圏ブロッキング (以後, ブロッキング) に着目した論文もこれまでにいくつか存在する.

例えば, Quiroz (1986) は1981/1982年から1984/1985年の北半球冬季に発生したブロッキングとSSWの発生時期について統計解析を行い, 大きなばらつきはあるものの, ブロッキングはSSWより平均すると約3.5日先行して出現することを示した. また, Mukougawa et al. (2005, 2007) は, 2001年12月のSSW事例について気象庁1ヶ月アンサンブル予報データ及びハインドキャストデータを用いて解析し, SSWの発生直前に大西洋域で発生したブロッキングがこのSSWの発生に重要な役割を果たしていることを示している. さらに, Martius et al. (2009) は1957/58

年から2000/2001年までの北半球冬季においてブロッキングとSSWとの関連を調べた。その結果、客観的に検出したSSW全27事例のうち25事例でブロッキングがSSWに先行して出現することや、ブロッキングが出現した経度とSSW発生時の成層圏極渦の形状とが強く関係していることを見出し、ブロッキングはSSWの重要な励起源であると主張している。

一方、Taguchi (2008) はブロッキングがSSWを励起するという関係を肯定しない解析結果を示している。彼は1957/58年から2005/2006年までの北半球冬季の再解析データを用いて、SSWの発生時期と北太平洋域と北大西洋域におけるブロッキングの発生時期との関係について、ブートストラップ法による統計解析を行った。その結果、両地域のブロッキングの発生頻度や持続性が、SSW発生の直前や直後に、優位に増大する傾向は無いことを示した。このTaguchi (2008) の解析結果は、ブロッキングがSSWを励起している可能性を否定しないが、ブロッキング以外の対流圏循環偏差がSSWの励起に関与している可能性も示唆している。例えば、低気圧性偏差の増幅によってSSWが励起する可能性も考えられる。しかしながら、これまでの研究において、ブロッキング以外の対流圏循環偏差とSSWの発生とを関連付けて解析した研究はほとんど存在しない。また、個々のSSW事例について、SSWを引き起こした惑星規模擾乱の励起源の位置と形成時期を特定した研究も存在しない。

そこで本研究では、JRA-55再解析データを用いて、SSWを励起した惑星規模擾乱の波源の地理的位置と形成時期、及び対応する対流圏循環偏差の特定を目指す。そのために、惑星規模波束の3次元伝播特性に着目して、惑星規模波束の3次元群速度を算出し、それに基づき惑星規模波束の伝播経路を3次元的に追跡する解析手法を開発する。ここで、惑星規模波束の3次元群速度は、Plumb (1985) が導出した3次元波活動度フラックス (Plumbフラックス) に基づいて算出する。そして、開発した手法を2001年12月に発生したSSW事例に適用し、SSWの励起源解析を行う。

2. 惑星規模波束の3次元群速度

2.1 3次元群速度の算出方法

まず、Plumbフラックス F_s は、流線関数 ψ 、コリオリパラメータ f 、浮力振動数 N 、 $p = \text{pressure}/1000\text{hPa}$ を用いて以下の式で与えられる。

$$\mathbf{F}_s = \frac{1}{2}p \begin{pmatrix} \psi_x'^2 - \psi' \psi_{xx}' \\ \psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}' \\ \frac{f^2}{N^2} (\psi_x' \psi_z' - \psi' \psi_{xz}') \end{pmatrix} \quad (1)$$

ここで、' は帯状平均からの偏差を表し、 x , y , z の下付き添字はそれぞれ東西、南北、鉛直方向の微分を表す。

なお、式 (1) で与えられるPlumbフラックスは、WKB近似を仮定して平面波解を考えた場合、定在ロスビー波の群速度と平行になる。すなわち、Plumbフラックスは波活動度の3次元伝播方向を与える。

また、位相依存性を取り除いた波活動度を次式で定義する。

$$A_s = \frac{1}{2} \left(A + p \frac{E}{U} \right) \quad (2)$$

ここで、 A は波活動度、 E は波のエネルギー密度であり、それぞれ、

$$A = \frac{1}{2} p \frac{q'^2}{Q_y} \quad (3)$$

$$E = \frac{1}{2} \left(\psi_y'^2 + \psi_x'^2 + \frac{f^2}{N^2} \psi_z'^2 \right) \quad (4)$$

である。なお、式 (3) における q は β 平面上で定義される準地衡風渦位、 Q_y は帯状平均場に伴う渦位の南北勾配で、以下の式で定義される。

$$q = f + \beta y + \psi_{xx} + \psi_{yy} + \frac{f^2}{p} \left(\frac{p}{N^2} \psi_z \right) \quad (5)$$

$$Q_y = \beta - U_{yy} + \frac{f^2}{p} \left(\frac{p}{N^2} U_z \right) \quad (6)$$

ここで、 U は東西風 u の帯状平均を表す。

以上のように、位相依存性のない波活動度 A_s を定義すると、Plumbフラックスと群速度 \mathbf{c}_g とは、

$$\mathbf{F}_s = A_s \mathbf{c}_g \quad (7)$$

の関係を持つことが示される。したがって、再解析データから \mathbf{F}_s と A_s を算出できれば、式 (7) を用いて、惑星規模波束の3次元群速度を求めることができる、

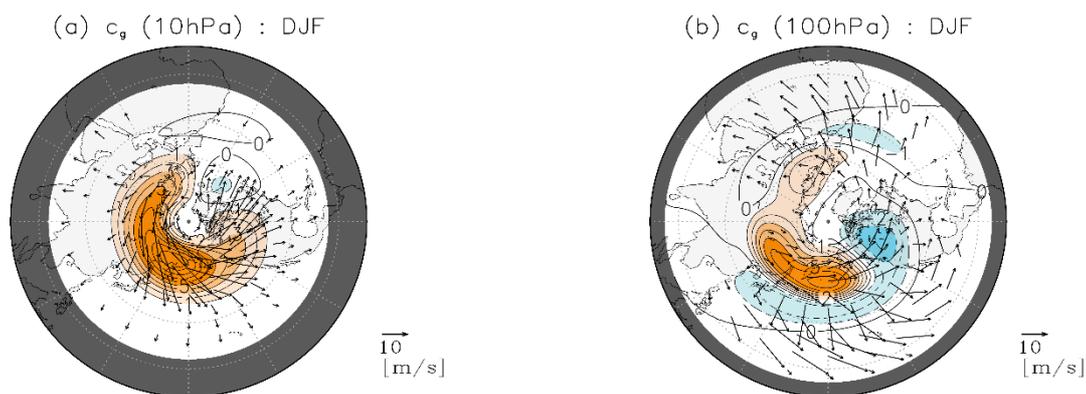


Fig. 1 Group velocity of planetary wave (PW) packets for the climatological DJF field. The shade and contour denote vertical component of the group velocity [km/day] (contour interval: 1km/day). The red (blue) shade corresponds to the upward (downward) propagation. The arrows denote horizontal component of the group velocity [m/s]. The horizontal group velocity with the magnitude less than 2m/s is not shown. Regions where the propagation of PW packets is prohibited are shaded by black color. (a) 10hPa, (b) 100hPa.

2.2 北半球冬季気候場での群速度

まず、北半球冬季 (DJF) 気候場における惑星規模波束の群速度を、JRA-55再解析データを用いて式 (7) から算出する。なお、冬季気候場は、1958/1959年から2012/2013年までの12月、1月、2月の期間平均値で定義する。

また、式 (7) に基づく群速度の計算において、惑星規模成分を取り出すために、流線関数 ψ にあらかじめ以下の操作を施す。

- ① 球面調和関数展開を行い、全波数8以下で東西波数3以下の波数成分のみを取り出す。
- ② 大気密度の効果を考慮して、 $\psi = p^{-1/2}Y$ と変換して鉛直微分を行う。
- ③ Y を鉛直微分した後、波長が約7000m以上の長波長成分のみを取り出すlowpassフィルター (伊藤・見延, 2010) を施す。なお、lowpassフィルターは、3次スプライン補間を用いて高度に関する等間隔データを作成した後に作用させる。

さらに、式 (7) の計算で、 A_s として、帯状平均した値を用いる。これは、WKB近似のもとで平面波解を仮定した場合には A_s は位相依存性を持たないが、現実大気データを用いて式 (2) から計算した場合には位相依存性を完全に取り除くことは難しく、しかも、求められた値が局所的に著しく大きくなるためである。ただし、式 (1) で与えられるPlumbフラックス F_s は東西方向の依存性を持つので、帯状平均した A_s を仮定して得られた3次元群速度も東西方向の依存性を持つ。また、 $U < 0$, あるいは、 $Q_y < 0$ と

なる領域には惑星規模波束は伝播できないため、その領域で群速度は算出しない。

式 (7) より算出したDJF気候場における惑星規模波束の群速度の水平分布と子午面分布をFig. 1 とFig. 2 に示す。Fig. 1a (1b) は10hPa等圧面 (100hPa等圧面) における群速度の水平分布を示す。当然ながら、これらの群速度の向きとPlumbフラックスの向きは一致している (図略)。また、群速度の水平方向の大きさは、最大でも25m/s程度、鉛直成分の大きさは最大でも9km/day程度である。さらに、帯状平均風が東風となる赤道域には惑星規模波束が伝播できない領域が存在している。また、Fig. 1a より、10hPaで群速度の大きさが極大となるのは北緯50度~70度付近で、その東向き成分と上向き成分は極東域で最大となることが分かる。一方、Fig. 1b より、100hPaでは、群速度の水平成分が極大となるのは、より低緯度側の北緯10度~30度付近で、その値は太平洋域と東大西洋・アフリカ域で最大となる。また、100hPaでの群速度の上向き成分が極大となるのは北緯50度~70度付近のヨーロッパ域と極東域であり、逆に、下向き成分が極大となるのは北米域である。

Fig. 2 は帯状平均した群速度の緯度高度分布を示す。まず、色塗りと等値線で示された群速度の東西成分に着目すると、それは、対流圏では亜熱帯ジェット中心軸のやや南側の北緯20度付近、成層圏では極夜ジェット中心軸のやや極側の北緯60度~70度付近で極大となることが分かる (Fig. 5 参照)。次に、矢印で示された群速度の南北成分と鉛直成分に着目すると、対流圏中層の北緯45度付近で上向き成分が卓越するが、対流圏界面付近での波束の伝播経路は、

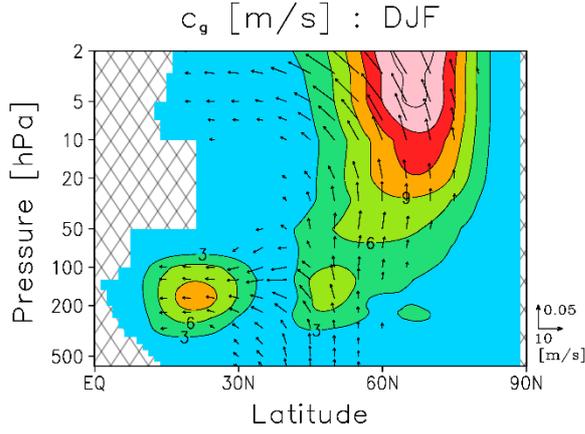


Fig. 2 Latitude-height cross section of zonally averaged group velocity of PW packets for the climatological DJF field [m/s]. The shade and contour denote the zonal component of the group velocity (contour interval: 3m/s). The arrows denote the meridional and vertical components of the group velocity. The arrows whose length is shorter than one fifth of the unit length of the arrows are not illustrated. Regions where the propagation of PW packets is prohibited are hatched.

赤道側に伝播するものと、極夜ジェットに沿って北緯50度付近を上方伝播するものの二つに分岐することが分かる。一方、成層圏では、北緯60度付近に存在する極夜ジェットに沿って波束は上方伝播し、成層圏上層では、次第に赤道側へと伝播する傾向がある。

2.3 群速度の妥当性の評価

式 (7) より計算される群速度の妥当性を検証するため、ロスビー波の分散関係式から求められる群速度と比較する。

まず、ロスビー波の分散関係式は以下の式で与えられる。

$$\omega = kU - \frac{kQ_y}{k^2 + l^2 + \frac{f^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H^2} \right)} \quad (8)$$

ここで、 ω は周波数、 k, l, m はそれぞれ東西、南北、鉛直方向の波数、 H はスケールハイトである。

さらに、定在波 ($\omega = 0$) を仮定し、水平波数 K_h

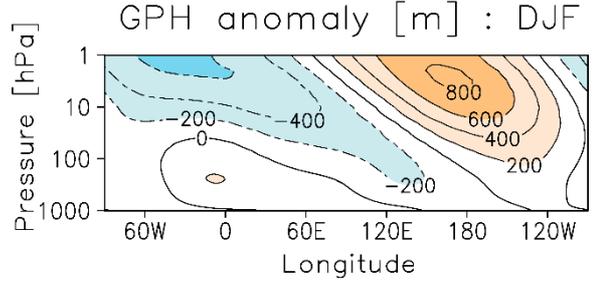


Fig. 3 Longitude-height cross section of the zonally asymmetric component of the geopotential height averaged over 50N-70N for the climatological DJF field (contour interval: 200m). The positive (negative) values are shaded by red (blue) colors.

($K_h^2 = k^2 + l^2$) を用いると、定在ロスビー波の群速度の水平成分 $c_g^{(h)}$ と鉛直成分 $c_g^{(z)}$ は、式 (8) から、

$$\begin{aligned} c_g^{(h)} &= \frac{\partial \omega}{\partial K_h} = \frac{2kK_h Q_y}{\left[K_h^2 + \frac{f^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H^2} \right) \right]^2} \\ &= 2kK_h \frac{U^2}{Q_y} \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} c_g^{(z)} &= \frac{\partial \omega}{\partial m} = \frac{2kmQ_y \frac{f^2}{N^2}}{\left[K_h^2 + \frac{f^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H^2} \right) \right]^2} \\ &= 2km \frac{U^2 f^2}{Q_y N^2} \end{aligned} \quad (10)$$

で与えられる。

次に、式 (8) と式 (9) を用いて、ある鉛直波長を仮定した場合に、定在ロスビー波の群速度が U, Q_y にどのように依存するかを確かめる。ここで、仮定する鉛直波長は、現実大気におけるDJF気候場の東西非一様成分 (Fig. 3) に基づいて与える。具体的には、Fig. 3 より、惑星規模擾乱の鉛直波長 M は、おおよそ1000hPaから1hPaまでの高度差の倍程度であることから80km とする。すると、鉛直波数 $m = 2\pi/M$ で、水平波数 K_h は、定在波 ($\omega = 0$) を仮定すると、

$$K_h^2 = \frac{Q_y}{U} - \frac{f^2}{N^2} \left(m^2 + \frac{1}{4H^2} \right) \quad (11)$$

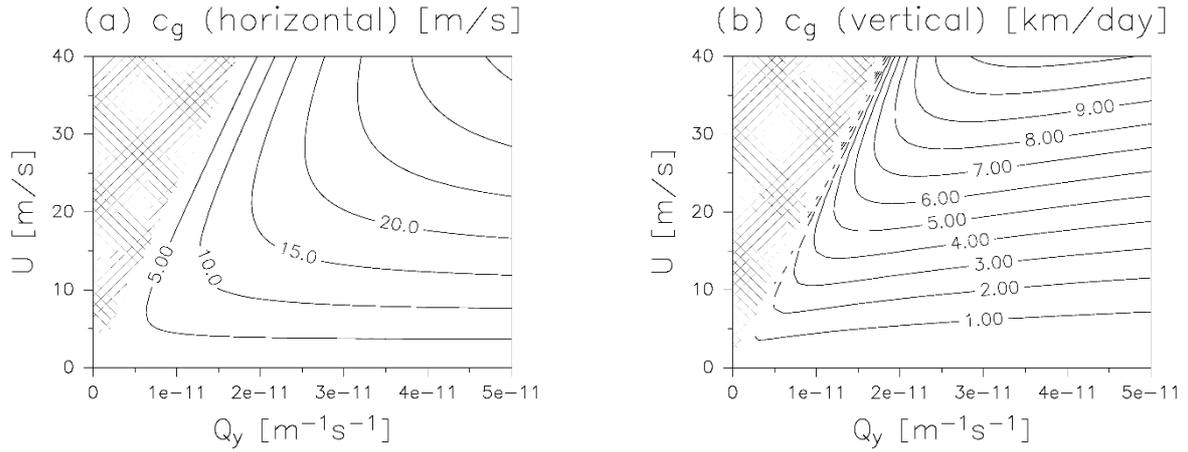


Fig. 4 Distribution of the group velocity for the stationary Rossby wave computed from Eqs. (9) and (10) as a function of Q_y the meridional gradient of quasi-geostrophic potential vorticity for the zonal mean field (x-axis) and U the zonal wind speed (y-axis). Regions where the propagation is prohibited are hatched. (a) horizontal component (contour interval: 5m/s), (b) vertical component (contour interval: 1km/day).

の関係式から与えられる。ここで、 $K_h^2 < 0$ となる領域では、水平波数が虚数となり、惑星規模波束は伝播できない。また、Fig. 3 より東西波数 k を見積もれば、式 (11) より南北波数 l も決定できるが、以下では簡単のため $k = l$ と仮定する。すると、 $K_h^2 = 2k^2$ となり、式 (11) から k も決定できる。さらに、コリオリパラメータ $f = 2\Omega \sin 60^\circ$ [1/s] ($\Omega = 2\pi/86400$ [1/s]), スケールハイト $H = 7000$ [m], 浮力振動数 $N = 2.0 \times 10^{-2}$ [1/s] を与え、 U と Q_y の関数として $c_g^{(h)}, c_g^{(z)}$ を求めた (Fig. 4)。Fig. 5 や Fig. 6 から、極夜ジェットにおける帯状平均風 U の大きさは、およそ 20~40m/s, 帯状平均場に伴う準地衡風渦位の南北勾配 Q_y の大きさは $2 \times 10^{-11} \sim 3 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ であるため、Fig. 4a より、群速度の水平成分の大きさは 5~25m/s となることが分かる。一方、Fig. 4b より、群速度の鉛直成分の大きさは 5~11km/day となる。これらの値は、Plumb フラックスを用いて再解析データの DJF 気候場より算出した群速度 (Fig. 1, Fig. 2) と、ほぼ同じ大きさを持つことが分かる。このように、式 (7) より算出した惑星規模波束の 3次元群速度の大きさは妥当であると判断できる。

2.4 北半球冬季気候場での光路追跡

2.2節で求めた DJF 気候場における群速度を用いて、6日間の ray tracing (光路追跡) を行い、惑星規模波束の伝播経路を求める。なお、Fig. 1 や Fig. 2 から、DJF 気候場における惑星規模波束の群速度の鉛直成分の大きな領域では、その大きさは約 5km/day で、波束は 6日間で 200hPa から 3hPa までの高度差にほぼ等しい約 30km の距離を上方伝播すると見積もられる。このため、対流圏界面付近から成層圏中上層への惑

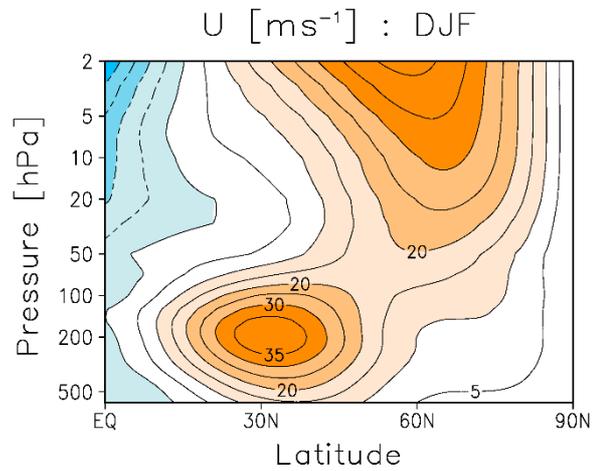


Fig. 5 Meridional distribution of U for the climatological DJF field (contour interval: 5m/s). The positive (negative) values are shaded by red (blue) colors.

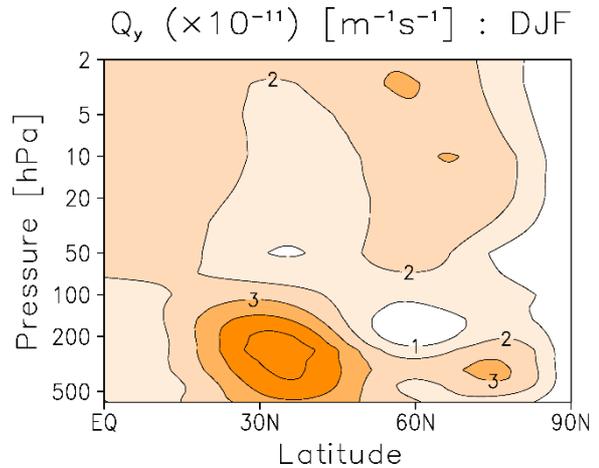


Fig. 6 Same as in Fig. 5, except for Q_y (contour interval: $1 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$).

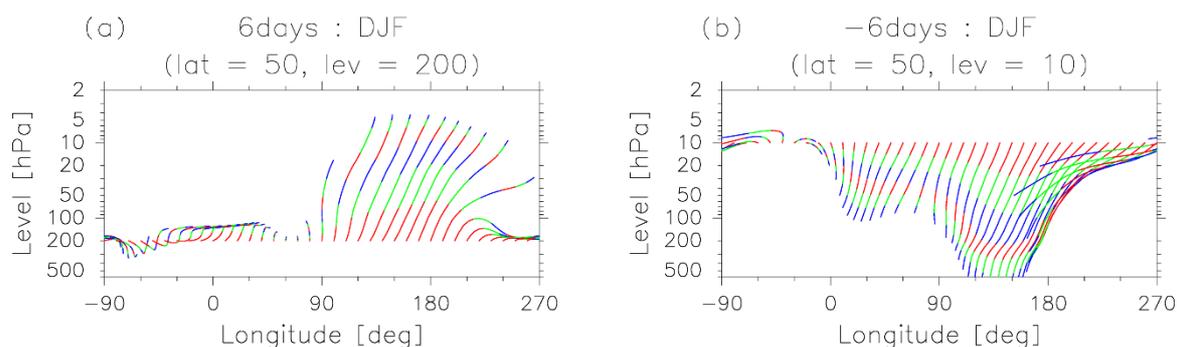


Fig. 7 Rays trajectory projected on the longitude-height cross section during the first 6 days starting from 50N for the climatological DJF field. Each segment of the trajectory during every 24 hrs is colored by a different color tone: the segment for 0-24 hr is red colored, the segment for 24-48 hr is green colored, and so on. (a) forward trajectory starting from 200hPa, (b) backward trajectory starting from 10hPa.

星規模波束の伝播経路について解析する本研究において、6日間という追跡期間は妥当と判断する。

まず、Fig. 7a に、北緯50度を開始緯度、200hPaを開始気圧面として、6日間、波束の伝播経路を順方向に追跡（以下、順追跡とよぶ）した結果を示す。なお、実際には3次元の伝播経路を求めているが、それを経度高度断面に射影して表示している。この図から、開始経度を東経90度~180度とすると、伝播経路は成層圏中上層に達しているが、その他の経度帯からは成層圏へ上方伝播しにくいことが分かる。また、群速度が特に大きい領域では、わずか3日から4日で、対流圏界面付近から成層圏上層まで惑星規模波束に伴う波活動度が到達することも確認できる。さらに、上方伝播が顕著な経度帯では、波束が100hPaから10hPaまで上方伝播する間に、東向きにも経度約20度伝播することが分かる。

Fig. 7b は、北緯50度を開始緯度、10hPaを開始気圧面として、6日間、波束の伝播経路を逆方向に追跡（以下、逆追跡）した結果を示す。この逆追跡から、成層圏のある領域に到達した惑星規模波束の波源の位置を推定できる。この場合、波源は東経90度から東経180度付近に存在することが分かる。また、この結果はFig. 7a とも整合的である。

次に、波束の南北方向への伝播特性も考慮して、6日間で成層圏中上層まで上方伝播した惑星規模波束の対流圏界面付近での射出源について解析する。Fig. 8 の色塗りは、DJF気候場を用いて各緯度経度格子について算出された、惑星規模波束が6日間で対流圏界

面付近から少なくとも20hPa等圧面まで上方伝播した経路の割合を示す。具体的には、各緯度経度格子について、300hPaから100hPaまでの10hPa毎の全21レベルの等圧面から6日間の順追跡を計21回実施し、そのうち20hPaよりも上層へ到達した伝播経路の割合を表している。したがって、この割合が大きい領域で、惑星規模波束は、対流圏界面付近から成層圏中上層まで上方伝播しやすいと考えられる。以下では、この割合の大きな領域を、「上方伝播起源領域」と呼ぶ。この図から、顕著な上方伝播起源領域が東経90度~180度、北緯45度~65度の東ユーラシア・北西太平洋域に存在することが分かる。一方、この図の等値線で示された、200hPa等圧面高度場の東西非一様成分の分布との比較より、この上方伝播起源領域は、対流圏界面付近で低気圧性偏差が存在する領域と一致することが分かる。すなわち、北半球冬季気候場では、東ユーラシア・北西太平洋に存在する低気圧性偏差が、成層圏中上層における惑星規模擾乱の形成に重要な役割を果たしていることが示唆される。一方、対流圏界面付近に存在する高気圧性偏差の下流域（東経0度~90度、北緯60度付近の北西ユーラシア域）にも、狭い上方伝播起源領域が存在する。しかし、この領域を起源とする伝播経路は、その半数程度しか成層圏中層にまで到達しない。このため、対流圏界面付近における、東ユーラシア・北西太平洋域の低気圧性偏差に比べ、北西ユーラシア域の高気圧性偏差が、成層圏中上層の惑星規模擾乱の形成に果たす役割は小さいと考えられる。

6days : DJF

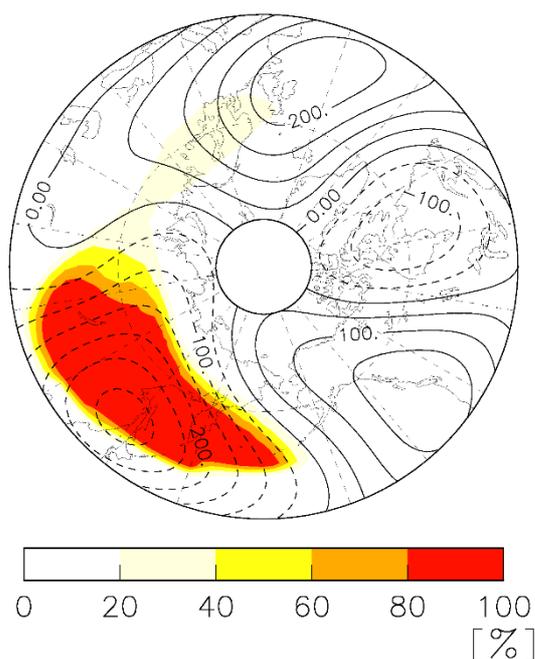


Fig. 8 The efficient emanation region around the tropopause where the planetary wave packet propagates up to the middle stratosphere from the tropopause computed for the climatological DJF field. The color shade indicates the percentage of ray paths passing through 20hPa level during the first 6 days in those emanating from every 10hPa pressure level over 300-100hPa at each horizontal grid point. The contours show the zonally asymmetric component of 200hPa height field (contour interval: 50m).

一方、Fig. 9 の色塗りは、DJF気候場を用いて成層圏中層の各緯度経度格子から逆追跡することにより算出された、惑星規模波束の伝播経路が6日間で少なくとも200hPaよりも下層まで到達した割合を示す。具体的には、各開始緯度経度格子について、20hPaから5hPaまでの0.5hPa毎の全31レベルの等圧面から6日間の逆追跡を計31回実施し、そのうち200hPaよりも下層に達した伝播経路の割合を表している。したがって、この割合が大きな成層圏領域には対流圏を起源とする惑星規模波束が到達しやすく、この領域に存在する成層圏循環偏差は対流圏に存在する波源から射出された惑星規模波束によって形成された可能性が高いと考えられる。以下では、この割合の大きな領域を、「上方伝播到達領域」と呼ぶ。一方、この図の等値線で示された10hPa等圧面高度場の東西非一様成分の分布との比較から、成層圏中上層の成層圏冬季気候場を特徴づけるアリューシャン高気

-6days : DJF

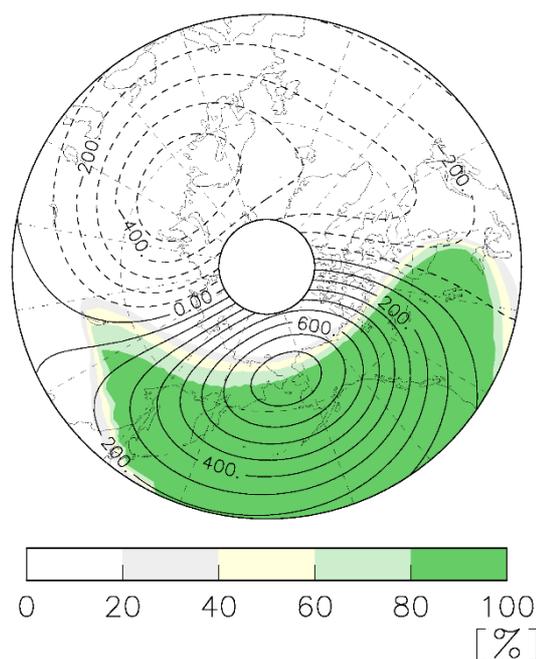


Fig. 9 The accessible region around the middle stratosphere where the trajectory of the stratospheric planetary wave packet is traced back to the troposphere computed for the climatological DJF field. The color shade indicates the percentage of ray paths traced back through 200hPa level during the first 6 days in those starting from every 0.5hPa pressure level over 20-5hPa at each horizontal grid point. The contours show the asymmetric component of 10hPa height field (contour interval: 100m).

圧が存在する領域に上方伝播到達領域が存在することが分かる。すなわち、対流圏界面付近から上方伝播する惑星規模波束がアリューシャン高気圧の形成に重要な役割を果たしていることが示唆される。さらに、Fig. 7 やFig. 8 から、成層圏アリューシャン高気圧を形成した惑星規模波束の波源は、東ユーラシア・北西太平洋域に存在することが示唆される。このように、伝播経路の順追跡と逆追跡により、成層圏での惑星規模擾乱の形成に重要な役割を果たす惑星規模波束の波源の地理的位置を特定することが可能となる。

3. 2001年12月のSSWに関する事例解析

本章では、前章で開発した惑星規模波束の伝播経路を追跡する手法を、実際のSSW事例に適用する。適用する事例として、2001年12月に発生したSSW事

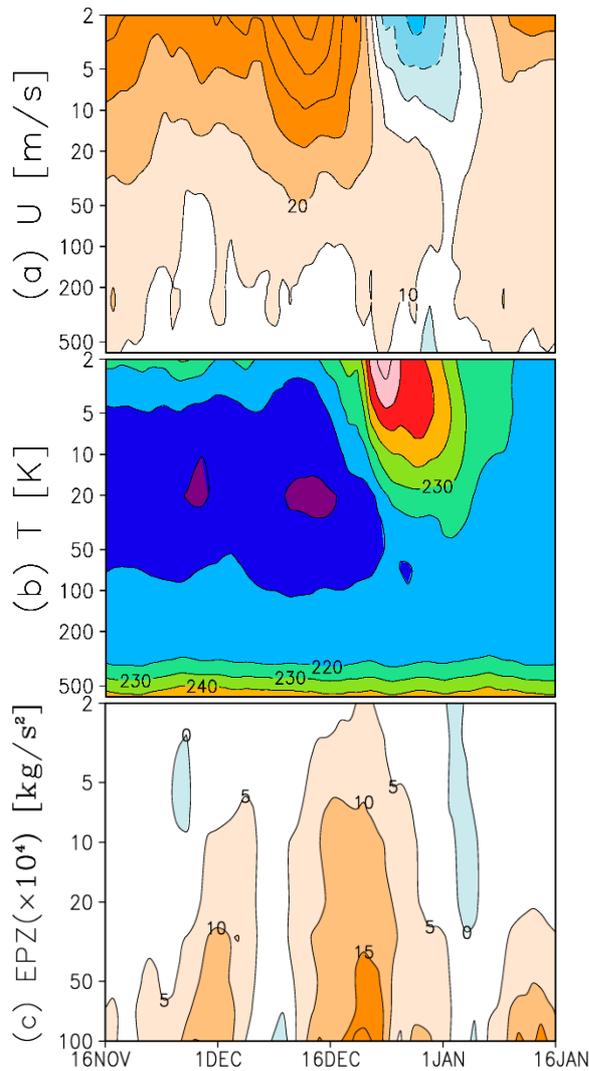


Fig. 10 (a) Time-height cross section of U at $60N$ during the SSW period in 2001/2002 (contour interval: 10m/s), (b) Same as in Fig. 10a except for the zonal mean temperature averaged over $70N-90N$ (contour interval: 10K), (c) Same as in Fig. 10a, except for vertical component of E-P flux averaged over $50N-70N$ (contour interval: $5 \times 10^4\text{kg/s}^2$).

例を採用する. なお, このSSW事例は, Mukougawa et al. (2005, 2007) が気象庁一ヶ月アンサンブル予報データやハインドキャストデータを用いて解析を行い, SSW発生直前に北大西洋域で発生したブロッキングがこのSSWの励起に重要な役割を果たしていたことを示唆している.

3.1 2001年12月のSSW事例

まず, 2001年12月に発生したSSW期間中における大気循環の時間発展について概観する (Fig. 10). 带状平均風 (Fig. 10a) と極域温度 (Fig. 10b) に着目すると, 2001年12月14日頃から成層圏で西風が減速し昇温し始めることが分かる. また, 10hPa では, 西風の減速は2002年1月1日頃まで続き, 昇温傾向も2001年12月28日頃まで持続する. この期間での带状平均風の減速と極域での昇温はそれぞれ 80m/s , 60K に達し, このSSWが顕著な大昇温 (Major Warming) であることが分かる. 一方, Fig. 10c で 100hPa 付近に着目すると, E-Pフラックスの上向き成分は, 12月1日頃の一時的な増大の後, すぐに減衰し, 12月9日頃より再び顕著に増大し始めることが分かる. この後者の時期は, 成層圏で西風の減速と昇温が明瞭になり始める12月14日頃よりも5日ほど早い. また, 100hPa におけるE-Pフラックスの上向き成分が極大となるのは12月20日頃である.

3.2 光路追跡によるSSW励起源の位置推定

2001年12月のSSW発生期において惑星規模波束の ray tracing (光路追跡) を行い, SSWを引き起こした大振幅惑星規模波束の波源を推定した. まず, Fig. 11a は, 2001年12月18日を追跡開始日, 北緯 60 度を開始緯度, 200hPa を開始気圧面として順追跡した結果得られた6日間での惑星規模波束の伝播経路の経度高度断面への射影を示す. なお, Fig. 10 より, 12月18日付近で 100hPa におけるE-Pフラックスの上向き成分が極大となる. Fig. 11a から, 成層圏へ上方伝播した惑星規模波束の波源は, 対流圏界面付近で

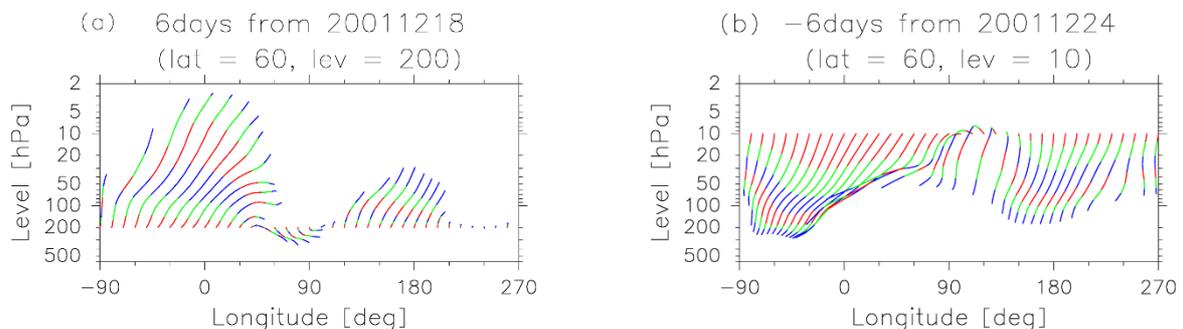


Fig. 11 (a) Same as in Fig. 7a, except for the forward trajectory starting from $60N$ on 18 Dec. 2001. (b) Same as in Fig. 7b, except for the backward trajectory starting from $60N$ on 24 Dec. 2001.

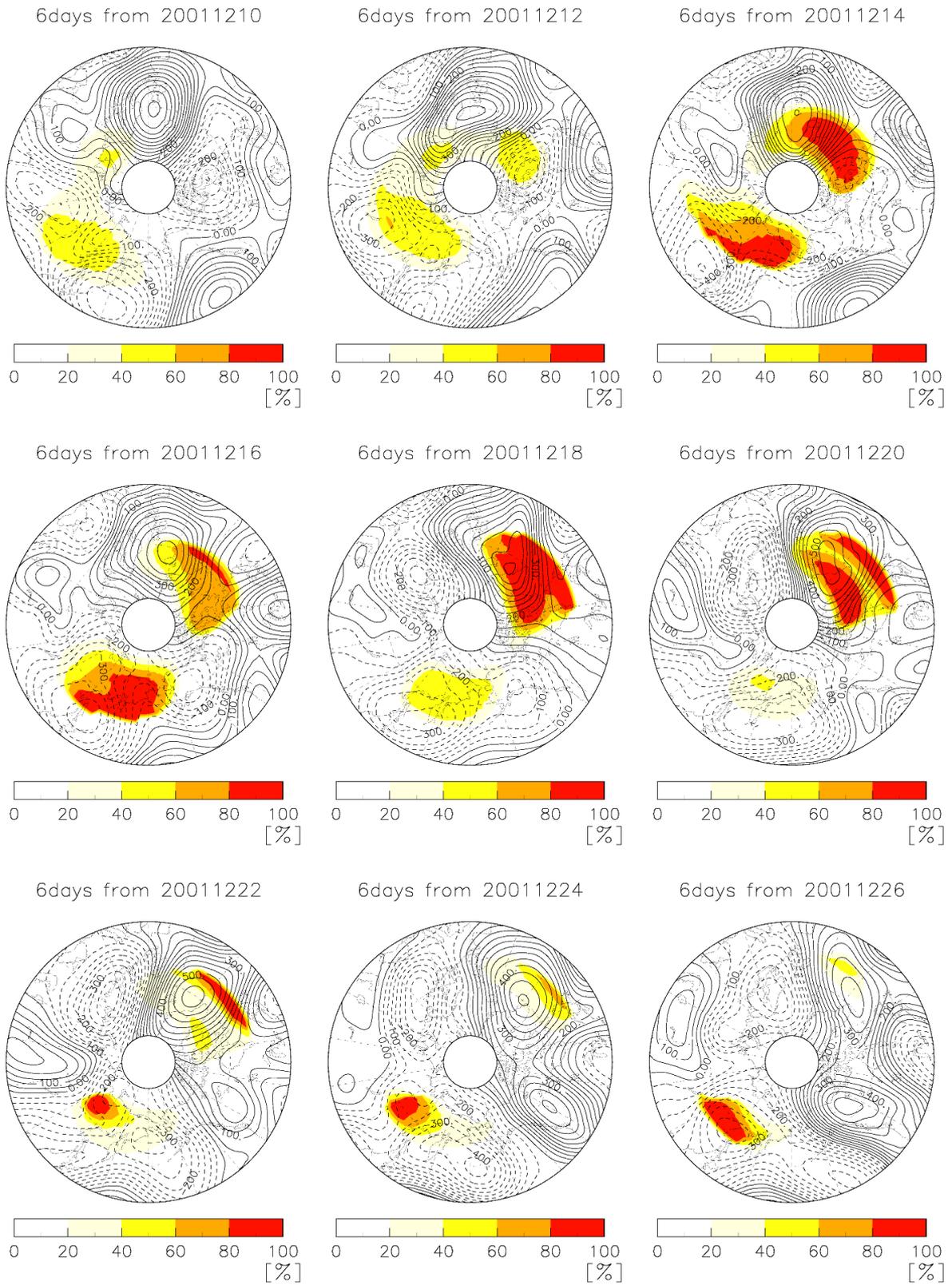


Fig. 12 Same as in Fig. 8, except for the efficient emanation region around the tropopause computed during the SSW period in Dec. 2001. The date at the top of each panel shows the starting date of each forward trajectory.

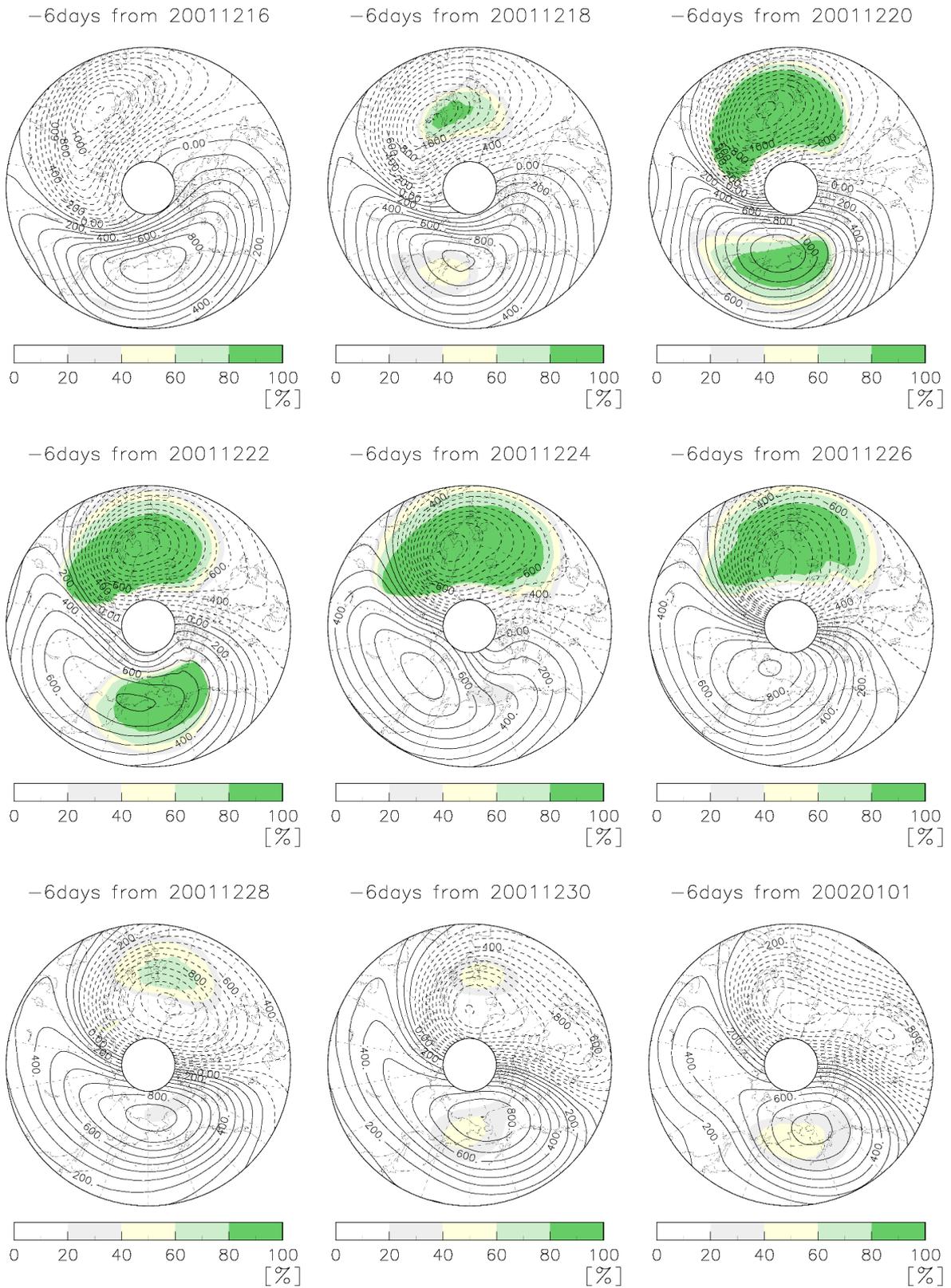


Fig. 13 Same as in Fig. 9, except for accessible region around the middle stratosphere computed during the SSW period in 2001/2002 winter. The date at the top of each panel shows the starting date of each backward trajectory.

は、西経90度~0度付近の北大西洋域と、東経120度~西経30度付近の東ユーラシア・北太平洋域の2か所に存在することが分かる。なお、前者の領域からの上方伝播は後者に比べてより顕著である。また、北半球冬季気候場を用いた順追跡結果 (Fig. 7a, Fig. 8) と比較すると、後者の領域は気候場でも上方伝播起源領域として特定されているが、前者の領域は気候場での上方伝播起源領域としては特定されていない。これらの領域は、惑星規模波束の群速度が大きな領域に相当し、惑星規模波束に伴う波活動度は対流圏界面付近から成層圏中上層まで、およそ4、5日で上方伝播する。また、北大西洋域から射出された惑星規模波束は、100hPaから10hPaまで上方伝播する間に、東向きに経度30度ほど水平伝播する。

Fig. 11b は2001年12月24日を追跡開始日、北緯60度を開始緯度、10hPaを開始気圧面として逆追跡した結果得られた6日間での惑星規模波束の伝播経路の経度高度断面への射影を示す。なお、この逆追跡の開始日は、6日間という追跡期間を考慮して、Fig. 11aでの順追跡の開始日の6日後とした。この図からも、6日間で成層圏中層に達する伝播経路を持つ対流圏内での惑星規模波束の励起源は、Fig. 11aで示された結果とほぼ同じく、北大西洋域と東ユーラシア・北太平洋域の2か所に存在することが分かる。また、北太平洋域に比べ、北大西洋域の成層圏からは、より大気下層まで伝播経路をたどることができる。この特徴も順追跡の結果と一致する。一方、北半球冬季気候場での逆追跡結果 (Fig. 7b, Fig. 9) とは逆に、この事例では成層圏北太平洋域に比べ、成層圏北大西洋域へ惑星規模波束がより上方伝播しやすいことが分かる。これは順追跡の結果と整合的である。

Fig. 12の色塗りは、Fig. 8と同様に、この事例について順追跡を行った結果得られた、対流圏界面付近での上方伝播起源領域を示す。なお、順追跡は12月10日から12月26日の期間で2日毎に開始した。この図からも、Fig. 11aで示されたように、北大西洋域と東ユーラシア・北太平洋域の2か所から惑星規模波束が上方伝播しやすいことが分かる。次に、成層圏まで上方伝播する波源が形成された日を特定する。まず、北大西洋域では、6日間で成層圏中部まで上方伝播する惑星規模波束の波源は12月10日には存在しない。しかし、その後、この地域で上方伝播起源領域は拡大し、18日頃に最大となる。さらに、その後、この領域は縮小して、12月24日頃にはほとんど消滅する。この上方伝播起源領域が明瞭な期間は、Fig. 10cで示された、E-Pフラックスの鉛直成分が極大となる期間とおおよそ一致する。また、Fig. 12の等値線で示された200hPa等圧面高度場の東西非一様成分の水平分布との比較から、北大西洋域での上方伝播

起源領域は、ブロッキングと対応する高気圧性偏差のやや西側に位置していることが分かる。したがって、順追跡結果は、このブロッキング高気圧から惑星規模波束が成層圏中上層へ効率的に上方伝播していたことを示唆している。このことはMukougawa et al. (2005, 2007)の結果と整合的である。一方、東ユーラシア・北太平洋域では、12月10日にはすでに上方伝播起源領域が存在する。ただし、上方伝播する経路の割合は50%以下である。その後、徐々にその割合が大きくなり、12月16日頃に最大となる。しかも、その後も上方伝播起源領域は縮小しながらも持続的に存在する。これは、この領域がDJF気候場においても上方伝播起源領域 (Fig. 8) であることと対応している。また、Fig. 12で示された200hPa等圧面高度場の東西非一様成分の水平分布から、対流圏界面付近の地域には低気圧性偏差が存在することが分かる。したがって、この低気圧性偏差から射出した波活動度も、成層圏へ上方伝播し、そこでの惑星規模擾乱を増幅させた可能性がある。Mukougawa et al. (2005, 2007)ではこの波源については言及していないが、今回のray tracingを用いた解析によって初めて、2001年12月のSSWを引き起こした惑星規模波束の波源として、東ユーラシア・北太平洋域の対流圏界面付近に存在する低気圧性偏差も無視できない役割を果たしていることが分かった。

一方、Fig. 13の色塗りは、逆追跡することにより得られた成層圏における上方伝播到達領域を示す。この逆追跡は、2001年12月16日から2002年1月1日までの期間で、2日毎に実施した。また、等値線は10hPa等圧面高度場の東西非一様成分の水平分布を示す。この図より、成層圏で北大西洋域に存在する低気圧性偏差が増幅する12月20日頃から12月26日頃の期間は、その領域に到達した惑星規模波束の伝播経路のほとんどは6日間で対流圏界面付近にまでたどることが分かる。すなわち、この低気圧性偏差の増幅には、対流圏界面付近から射出した惑星規模波束が重要な役割を果たしていることが示唆される。一方、アリューシャン高気圧が存在する北太平洋域に到達した惑星規模波束の伝播経路のほとんどを6日間で対流圏界面付近にまでたどれる期間は、12月20日から22日とごく短い。しかし、12月18日から20日頃に見られるアリューシャン高気圧の増幅と、顕著な上方伝播到達領域が存在する期間とはほぼ一致しているため、対流圏界面付近から射出した惑星規模波束がこの高気圧性偏差を増幅していると考えられる。次に、Fig. 11aを参照しながら、Fig. 12とFig. 13を比較すると、対流圏界面付近の北大西洋域に存在するブロッキング高気圧から射出した波活動度は経度90度ほど東向きに伝播しながら成層圏中上層へ上向

き伝播し、成層圏の北大西洋域に存在する低気圧性偏差を増幅させていることが分かる。一方、対流圏界面付近の東ユーラシア・北太平洋域に存在する低気圧性偏差から射出した波活動度は、経度30度ほど東向きに伝播しながら成層圏中上層へと上向き伝播し、成層圏アリューシャン高気圧が存在する北太平洋域に到達している。つまり、この解析からも、2001年12月に発生したSSWを引き起こした成層圏での惑星規模波束の対流圏界面付近での波源は、北太平洋域のブロッキング高気圧と、東ユーラシア・北太平洋域の低気圧性偏差であることが特定された。また、対流圏北大西洋領域に存在するブロッキング高気圧から射出する惑星規模波束の伝播経路は、成層圏中層では北太平洋域までは到達しないことも明らかになった。このことから、北大西洋域のブロッキング高気圧は、成層圏アリューシャン高気圧の増幅には直接関与していないことが示唆される。このように、本研究で開発した解析手法によって、Mukougawa et al. (2005, 2007) では指摘されなかった、惑星規模波束の対流圏での波源の地理的分布と出現日、及び、波束の伝播経路を明らかにすることができた。

4. おわりに

惑星規模波束の伝播経路を3次的に計算する解析手法を開発し、北半球冬季気候場及び2001年12月に発生したSSW事例に適用し、成層圏惑星規模擾乱の励起源に関する解析を行った。

まず、Plumbフラックスに基づき惑星規模波束の3次元群速度を算出した。北半球冬季気候場について群速度を算出したところ、その水平成分と鉛直成分の大きさは、最大でもそれぞれ25m/sと9km/day程度であった。また、偏西風ジェット付近で群速度が大きくなることや、主に極東域で惑星規模波束が成層圏に伝播する様子が見取れた。また、Plumbフラックスから算出した群速度と、ロスビー波の分散関係式から見積もった群速度とを比較したところ、両者はほぼ同じ大きさを持つことが分かった。このため、本解析手法の妥当性が確認された。さらに、求められた群速度を用いて光路追跡を行い、対流圏界面付近の東ユーラシア・北西太平洋域を起源とする惑星規模波束が成層圏中上層まで伝播しやすく、成層圏アリューシャン高気圧が存在する北太平洋域に到達することが確かめられた。このことから、気候場でのアリューシャン高気圧の形成に対流圏界面付近の東ユーラシア・北西太平洋域を波源とする惑星規模波束の上方伝播が重要な役割を果たしていることが示唆された。

2001年12月に発生したSSW期間について同様の光路追跡を行った結果、対流圏界面付近の北大西洋域に存在するブロッキング高気圧と、東ユーラシア・北太平洋域に存在する低気圧性偏差が、このSSWを引き起こした惑星規模波束の励起源と特定された。

謝辞

本研究では、気象庁55年長期再解析 (JRA-55) データセットを使用した。このデータセットは気象庁55年長期再解析 (JRA-55) プロジェクトにより提供された。光路追跡の計算には地球観測研究センター (EORC)、宇宙開発事業団 (NASDA, 現JAXA) が開発したトラジェクトリモデルを使用した。図の作成には地球電脳ライブラリを使用した。

参考文献

- 伊藤久徳・見延庄士郎 (2010): 時間フィルタリング, 気象研究ノート「気象学と海洋物理学で用いられるデータ解析法」, Vol. 221, pp. 97-110.
- Martius, O., Polvani, P. and Davies, H. (2009): Blocking precursors to stratospheric sudden warming events, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 36, L14806, doi:10.1029/2009GL038776.
- Matsuno, T. (1971): A dynamical model of the stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, pp. 1479-1494.
- Mukougawa, H., Hirooka, T., Ichimaru, T. and Kuroda, Y. (2007): Hindcast AGCM experiments on the predictability of stratospheric sudden warming, *Nonlinear Dynamics in Geosciences*, Springer, pp. 221-233.
- Mukougawa, H., Sakai, H. and Hirooka, T. (2005): High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, L17806, doi:10.1029/2005GL022909.
- Plumb, R. A. (1985): On the three-dimensional propagation of stationary waves, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 42, pp. 217-229.
- Quiroz, R. S. (1986): The association of stratospheric warmings with tropospheric blocking, *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, pp. 5277-5285.
- Taguchi, M. (2008): Is there a statistical connection between stratospheric sudden warming and tropospheric blocking events? *J. Atmos. Sci.*, Vol. 65, pp. 1442-1454.

(論文受理日: 2016年6月13日)