

2007年3月に生じた成層圏惑星規模波下方伝播イベントの予測可能性

Predictability of the Downward Propagation of Stratospheric Planetary Waves Occurred in March 2007

向川均・野口峻佑⁽¹⁾・黒田友二⁽¹⁾・水田亮⁽¹⁾・小寺邦彦⁽²⁾

Hitoshi MUKOUGAWA, Shunsuke NOGUCHI⁽¹⁾, Yuhji KURODA⁽¹⁾,
Ryo MIZUTA⁽¹⁾, and Kunihiro KODERA⁽²⁾

(1) 気象研究所気候研究部

(2) 名古屋大学宇宙地球環境研究所

(1) Climate Research Department, Meteorological Research Institute

(2) Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University

Synopsis

In order to reveal the prediction skill as well as the key condition of the downward propagation of stratospheric planetary wave packets observed in early March of 2007, we conduct a series of ensemble reforecast experiments using the Ensemble Prediction System of the Meteorological Research Institute (MRI-EPS). It is found that the downward propagation in high latitudes of the lower stratosphere is predictable from about 8 days in advance. A regression analysis using all ensemble members indicates that the related circulation anomaly before the downward propagation resides within the stratosphere, but not in the troposphere. It is also suggested that the downward propagation is associated with barotropic instability of zonally asymmetric basic flow of the stratosphere.

キーワード: 予測可能性, 成層圏惑星規模波, 下方伝播

Keywords: predictability, stratospheric planetary wave, downward propagation

1. はじめに

近年, 北半球冬季において成層圏が対流圏循環に及ぼす力学プロセスの一つとして, 成層圏惑星規模波の対流圏への下方伝播が注目されている. 例えば, Perlwitz and Harnik (2003) は, 統計解析により, 成層圏で反射した東西波数1の惑星規模波が下方伝播し, 約1週間後に対流圏循環に影響する可能性を示している. また, Kodera et al. (2008) は, 2007年3月初旬に発生した成層圏惑星規模波の顕著な下方伝播イベントについて事例解析を行い, ユーラシア域から上方伝播した惑星規模波束が成層圏中を水平伝播し,

北米東岸域で対流圏に下方伝播する過程を捉えることに成功した. さらに, Kodera et al. (2013) は, いくつかの事例解析から, 成層圏惑星規模波の対流圏への下方伝播は北太平洋域におけるブロッキング発生の契機となることを明らかにした.

一方, 向川他 (2010) は, 成層圏で惑星規模波の下方伝播が生じたときには, 成層圏中層で西風が極大となるなど成層圏帯状風の子午面分布が, いくつか特徴的な構造を持つことを多数の事例解析から明らかにした. また, Kodera et al. (2008) で示された成層圏惑星規模波の顕著な下方伝播事例の予測可能性について気象庁1ヶ月アンサンブル予報結果を用

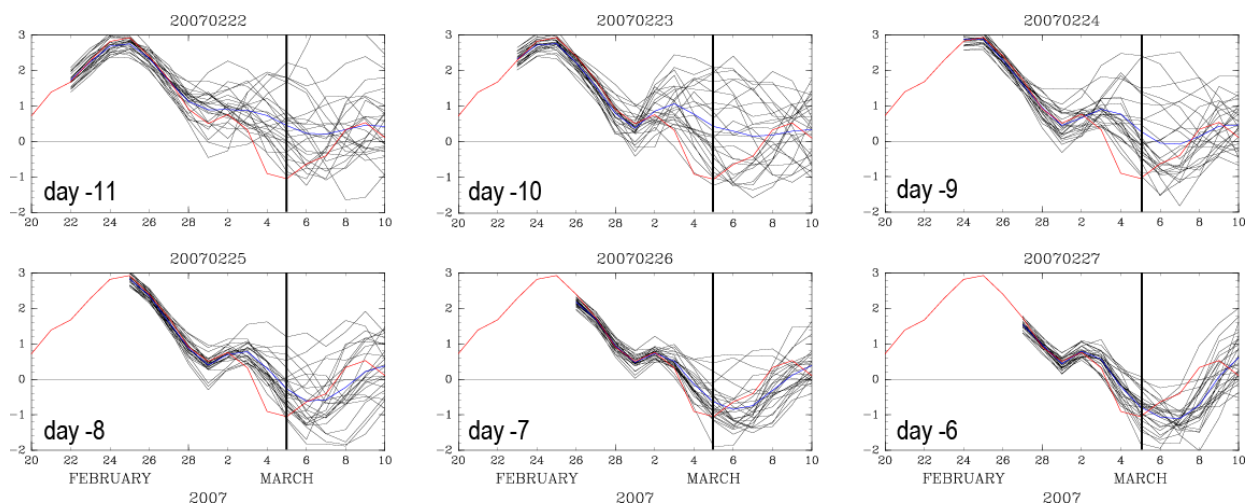


Fig. 1 Time evolution of the vertical component of E-P flux averaged poleward of 65°N (unit: 10^5 kg s^{-2}). The red line indicates the analysis, the black line the prediction of each ensemble member, and the blue line the corresponding ensemble mean. The date corresponding to March 5, 2007 (referred to as day 0) is denoted by the vertical line in each panel, and the initial date of each forecast is shown in the left-bottom corner.

いた解析も行った。しかし、気象庁1ヶ月アンサンブル予報は1週間に一度しか実施されないため、比較的
時間スケールの短い現象である成層圏惑星規模波の
下方伝播が生じる条件や、そのメカニズム、さらには
イベントの予測可能期間などを明らかにできなかった。

そこで本研究では、2007年3月初旬の惑星規模波下
方伝播イベント期間について、毎日12UTCを初期時
刻とする高頻度のアンサンブル再予報実験を、気象
研究所アンサンブル予報実験システム（MRI-EPS,
Yabu et al., 2014）を用いて新たに実施し、成層圏惑
星規模波の下方伝播イベントの予測可能性と、下方
伝播が生じるメカニズムの解明を試みた。

2. 実験設定

本研究で実施した予報実験では、気象研究所大気
大循環モデル（MRI-AGCM, Mizuta et al., 2006; 2012）
を用いた。モデルの設定は、野口他（2015）やNoguchi
et al.（2016）と同様に、水平解像度を TL159（水平
格子間隔は約 110 km）、モデル上端を 0.1 hPa、鉛
直層数は 60 層とした。オゾン分布は帯状平均気候
値で与えた。海面水温は、初期時刻に観測された偏
差を時間変動する気候値に加えた値で指定した。

各予報の積分期間は34日で、毎日 12 UTC を初期
時刻とする25メンバーからなるアンサンブル予報を
実施した。また25個の初期値は、成長モード育成

（Breeding of Growing Mode; BGM）法によって
MRI-EPSで生成される12個の摂動を、解析値として
用意した ERA-Interim 再解析データ（Dee et al., 2011）
に符号を加味して付け加えることにより用意した。
すなわち、アンサンブル予報は、摂動を含まないコ
ントロールメンバー 1個と、摂動を含む24個のメン
バーによって構成される。

3. 結果

3.1 下方伝播の予測可能期間

まず、2007年3月初旬に発生した成層圏惑星規模波
の顕著な下方伝播イベントの予測可能期間について
解析した。ここで、成層圏惑星規模波の下方伝播を、
100 hPa等圧面の北緯65度以北で領域平均したE-Pフ
ラックスの鉛直成分の値（以下、EPz100）で評価し
た（Fig. 1）。また、解析値（ERA-Interim）では、
EPz100（Fig. 1の赤線）は2007年3月5日（以下、day 0）
に極小となるため、day 0でのEPz100予測値に着目し
た。すると、Fig. 1から、day -6（2007年2月27日）を
初期値とするアンサンブル予報では、ほぼ全てのメン
バーが、day 0にEPz100が負となることを予測して
いることが分かる。一方、day -8以降を初期値とする
アンサンブル平均予測値では、day 0においてEPz100
が負となる。従って、この成層圏惑星規模波の下方
伝播イベントの予測可能期間はおよそ8日間程度
と見積もれる。

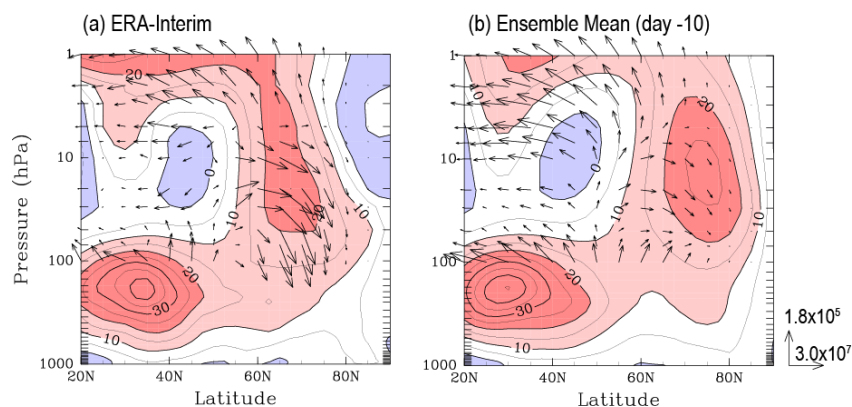


Fig. 2 Meridional distribution of zonal-mean zonal wind (contour, unit; m s^{-1}) and E-P flux (arrow, unit; kg s^{-2}) on day 0 (March 5, 2007). (a) The analysis (ERA-Interim). (b) The ensemble mean prediction starting from day -10 (February 23, 2007). Contour interval is 5 m s^{-1} . Positive (negative) values are indicated by reddish (bluish) colors. E-P flux vectors above 100 hPa are shown, and their magnitude is scaled by the inverse of the pressure. Arrows at the right bottom indicate the scale of vertical and meridional components of E-P flux.

一方、day 0でのEPz100予測値のアンサンブルスプレッドは、予報期間が長くなるほど大きくなる (Fig. 1)。ただし、day -11を初期値とするアンサンブル予報では、多くのメンバーでday 0のEPz100予測値は正となる。一方、day -9が初期値の場合には、逆に負となるメンバー数が多くなる。このため、次節では、両者のメンバー数がほぼ等しいday -10 (2007年2月23日) を初期値とするアンサンブル予報を用いて、day 0でのEPz100予測値と関連する循環場について相関解析を行った。

次に、Fig. 2にday -10を初期値とする予報における、day 0 (2007年3月5日) での帯状平均風とE-Pフラックスのアンサンブル平均予測値 (Fig. 2b) と、対応する日の解析値 (Fig. 2a) を示す。解析値では、100 hPaの北緯60度以北の領域で、波活動度の下方伝播が顕著であり、10 hPaから50 hPaの成層圏中層で、極向きに伝播する波活動度が、その伝播方向を次第に下向きに転じているように見て取れる。また、北緯65度付近を中心とする順圧的な帯状風の極大域が成層圏全体に広がっており、その極側と赤道側には東風領域が存在している。一方、対応する10日予報 (Fig. 2b) では、極域の100 hPa付近でE-Pフラックスは大変小さな値となる。これは、Fig. 1で、EPz100のアンサンブル平均予測値がほぼゼロとなっていることに対応する。また、成層圏中層における極向きのE-Pフラックスは解析値に比べ小さく、成層圏下層の北緯60度付近での上向きフラックスは過大評価されていることが分かる。一方、成層圏帯状風予測値では、解析値と同様に、高緯度域に順圧的な強風域が存在する。しかし、その強風域の中心軸付近での南北シアの大きさは解析値よりも小さく、中心軸の位置もやや高緯度側にシフトしている。このため、強風軸

の南側には解析値と同様に東風領域が存在するが、その北側に東風領域は存在しない。

3.2 相関解析

本節では、day -10 (2007年2月23日) を初期値とするアンサンブル予報全25メンバー予測値を用いて、day 0におけるEPz100予測値と関連する循環場について相関解析を行った。

まず、Fig. 3とFig. 4の上段に、day 0におけるEPz100予測値に対する帯状風とE-Pフラックス予測値の回帰を示す。なお、下方伝播と関連する場を示すため、回帰の極性は反転して描画した。また、下段には対応するアンサンブル平均予測値を示す。まず、帯状風分布に着目すると、下方伝播がday 0で顕著になるときには、day -5からday -3において、成層圏中上層の北緯60度付近の風速が弱いことが分かる。この時期には、成層圏中層で惑星規模波の高緯度域から赤道方向への伝播が顕著で、それに伴う高緯度域での加速によって、北緯70度付近で強風帯が形成される (Fig. 3下段)。従って、下方伝播が顕著なときに見られる特徴であるE-Pフラックスベクトルの極向き偏差 (day -3) は、この帯状風加速が弱くなることと対応し、高緯度域での弱風偏差とも整合的である。また、この時期には、E-Pフラックスや帯状風分布の有意な偏差は、対流圏には存在しないことも注目すべきである。

一方、Fig. 4に示された、day -2からday 0の期間における回帰場では、北緯60度付近におけるE-Pフラックスの有意な下向き偏差が顕著である。この下向き偏差は、まず、day -2頃より、10 hPaから200 hPaの成層圏中下層で生じ始め、day -1からday 0にかけて、存在領域が南北上下に拡大しながら、その大きさも

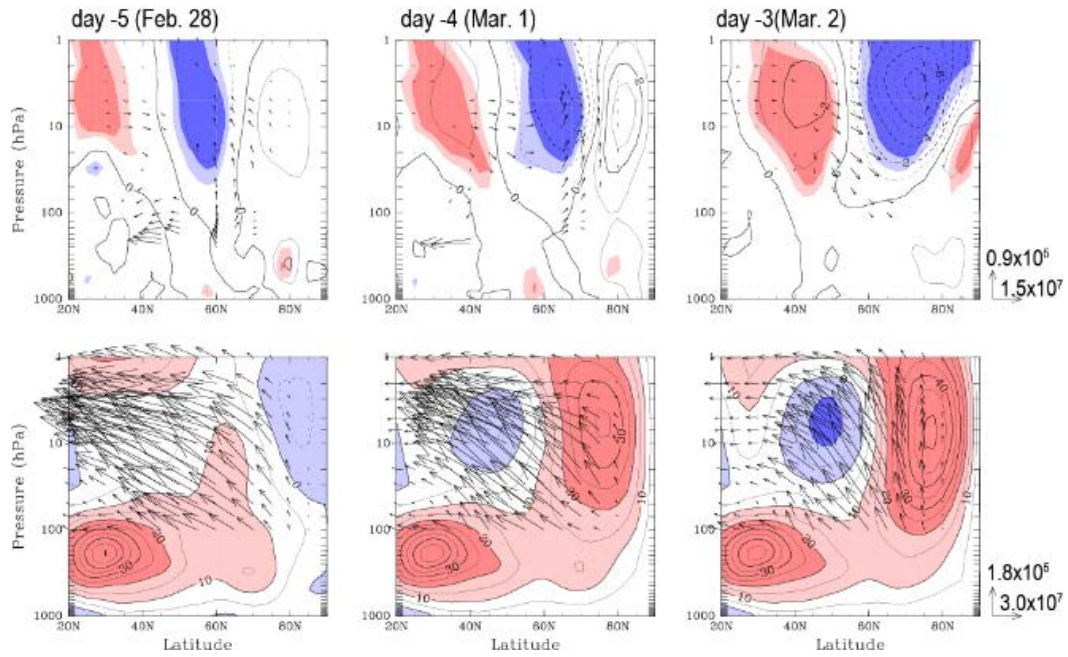


Fig. 3 (Top) Regressed anomaly of the predicted zonal-mean zonal wind (contour, unit; m s^{-1}) and E-P flux (arrow, unit; kg s^{-2}) on day -5 (left), day -4 (middle), and day -3 (right) upon the predicted EPz100 on day 0 using all members of the ensemble forecast starting from day -10. Note that the polarity of the regressed field is reversed. Regressed E-P flux vectors above 300 hPa are shown if either the meridional or vertical component of the regressed E-P flux anomaly is statistically significant at 95 % level. The magnitude of E-P flux vector is scaled by the inverse of the pressure. (Bottom) As in the top panels, except for the ensemble average of the predicted fields. E-P flux vectors above 100 hPa are shown. The magnitude of the reference vectors at 100 hPa are shown in the lower right corner.

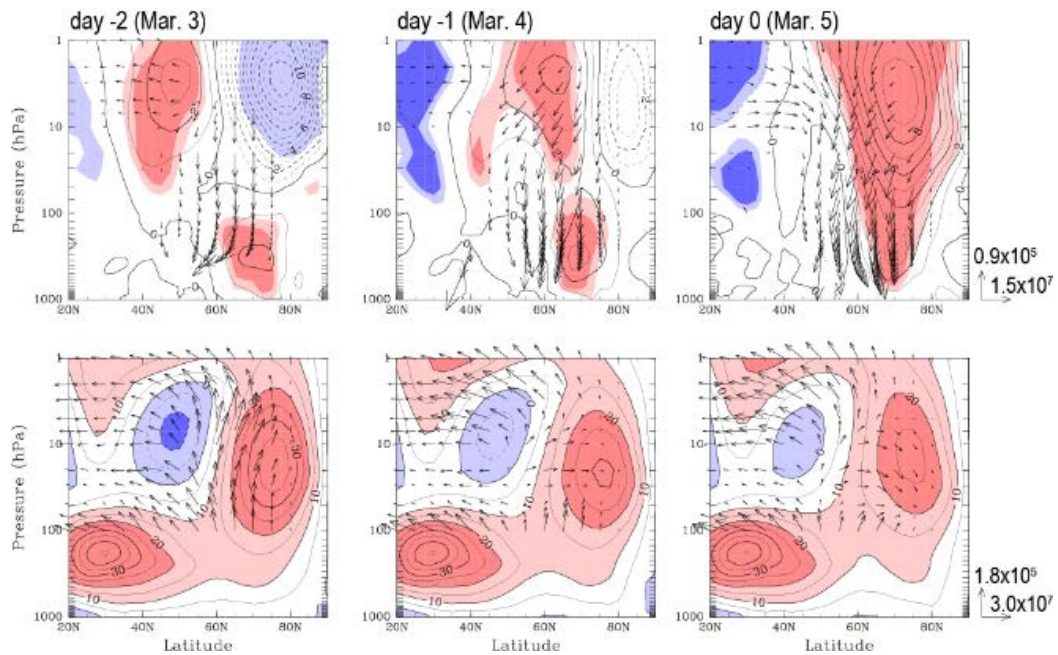


Fig. 4 As in Fig. 3, except for the regressed anomaly and the ensemble mean on day -2 (left), day -1 (middle), and day 0 (right).

増大する．また、このE-Pフラックスの下向き偏差と対応するように、day 0で下方伝播が顕著な場合には、10 hPaを中心とする成層圏中層で西風偏差が次第に顕著となる．とりわけ、成層圏におけるE-Pフラク

スの下向き偏差は、高緯度域で顕著な西風偏差が出現するday -1よりも1日早いday -2から出現し始める点は重要である．なぜなら、このことは、成層圏におけるE-Pフラックス偏差が成層圏帯状風偏差を生

成する原因であることを強く示唆するためである。
次に、北緯60度から70度で平均した高度場の東西

非一様成分と3次元波活動度フラックス (Plumb, 1985) の回帰場を吟味する (Fig. 5) . なお, Fig. 5の左欄に,

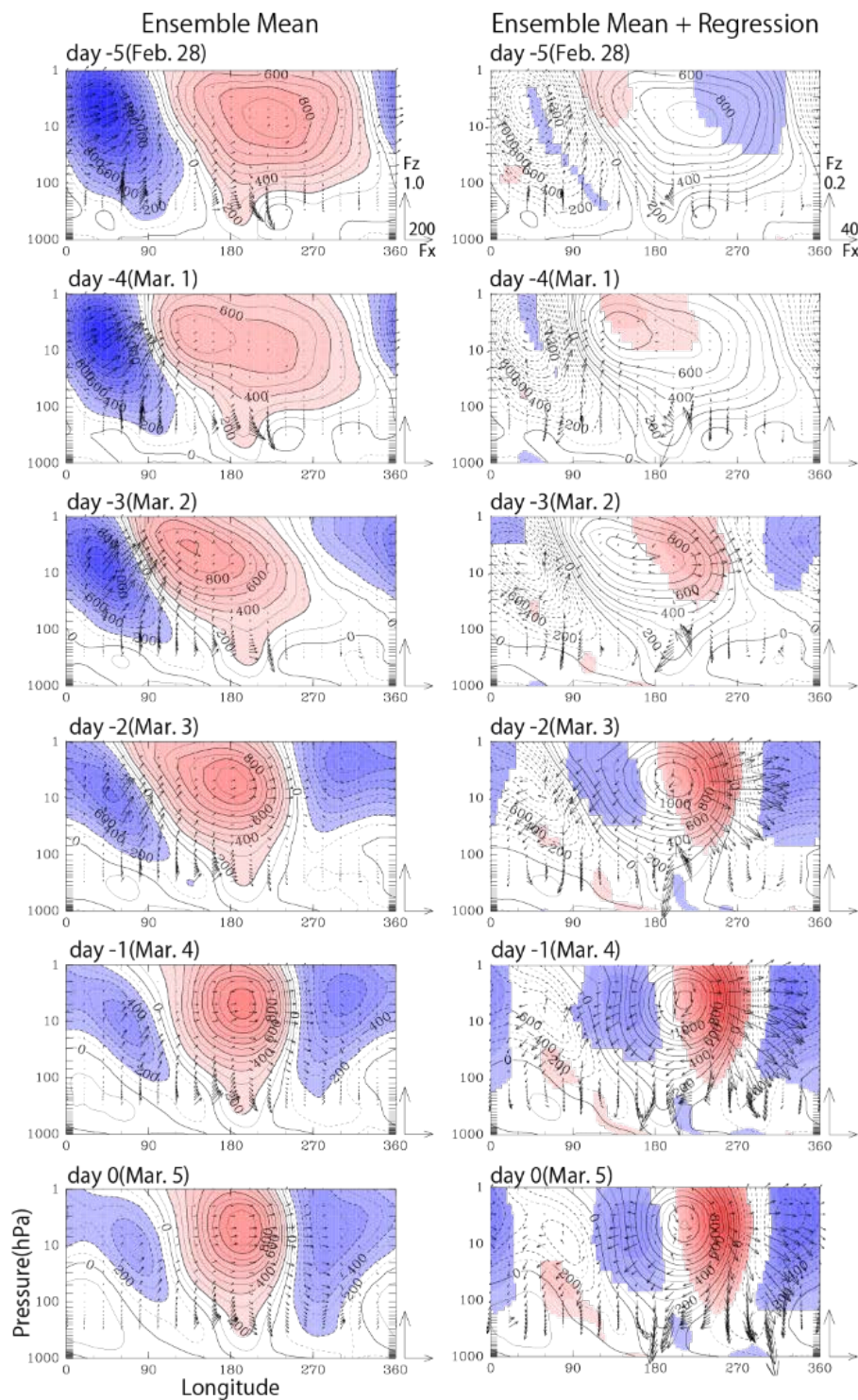


Fig. 5 As in Fig. 3, except for the longitude-height cross section of the ensemble mean (left column) and the regressed anomaly (right column) of eddy geopotential height field (contour interval; 100 m) and vertical and zonal components of the 3-D Plumb flux (arrows; unit $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) averaged over 60°N to 70°N latitudes. The 3-D Plumb flux is scaled by the inverse of the pressure. The contour of each panel in the right column indicates the composited height field of the ensemble mean and the regressed anomaly while the color shade shows the regressed anomaly with a statistical significance at 95 %. The color-tone for the anomalous height field is changed every 100 m. The arrows indicate the anomalous 3-D Plumb flux above 300 hPa associated with the composited height field. Regions with the lightest color are for the magnitude of the anomaly less than 100 m. Positive (negative) values are indicated by reddish (bluish)

高度場東西非一様成分のアンサンブル平均予測値と、それに伴う3次元波活動度フラックスの東西鉛直成分の経度高度分布を示す。一方、Fig. 5の右欄の等値線で、高度場東西非一様成分のアンサンブル平均予測値に色塗りで示された回帰場を加えた合成場を表す。また、図の矢印は、合成場に伴うフラックスのアンサンブル平均予測場に伴うそれからの偏差を示す。

まず、アンサンブル平均予測場を見ると、Kodera et al. (2008) で示された解析値での特徴と同様に、惑星規模波束に伴う波活動度は、day -5からday -3の期間で、西ユーラシア上空の東経90度付近において対流圏から成層圏に上方伝播する。この上方伝播に伴い、惑星規模擾乱の位相は高さとともに顕著に西方向に傾く。上方伝播した波活動度は、成層圏中層で東向きに伝播し (day -2とday -1)、それに伴い日付変更線付近の高気圧性偏差の振幅が次第に大きくなる。しかし、day -1以降は解析値とは異なり、西半球側で予測高度場の位相はほぼ鉛直に立ち、惑星規模擾乱の鉛直構造はほぼ順圧的となる。このため、アンサンブル平均予測場では、成層圏下層での波活動度の下方伝播はほとんど認められない。

次に、Fig. 5の右欄に示した高度場東西非一様成分

の回帰偏差場に注目すると、day -5やday -4では、対流圏内には有意な偏差は存在しないことが分かる。また、3次元波活動度フラックスの上向き偏差も、成層圏下部の東経90度付近を中心にわずかに認められるが、持続性はなく組織的でもない。一方、day -5に、成層圏中上層の東経120度付近に存在する高度場の正偏差領域は次第に東進し、day -3以降は、日付変更線を越えて西半球側で次第に定在的となる。その偏差は増幅し、正偏差領域の下流側では、波活動度フラックスの東向き偏差が顕著となる。さらに、このフラックス偏差と対応するように、西経50度付近の成層圏中上層で負偏差が発達し始める。一方、正偏差上流域の東経120度付近でも、顕著な負偏差領域が出現し始め、そこでは、波活動度フラックスの西向き偏差が顕著となり、合成場では、アンサンブル平均予測場に比べ、波活動度の上向き伝播が抑制される。また、高度偏差場の鉛直構造は成層圏では順圧的で、その偏差中心はアンサンブル平均予測場におけるそのやや下流側に位置する。一方、対流圏内には高度場の顕著な回帰偏差は存在しない。このため、Fig. 5右欄の等値線で示される、アンサンブル平均予測場と回帰場との合成高度場の位相は、西半球側の成層圏下層で、アンサンブル平均予測場 (Fig.

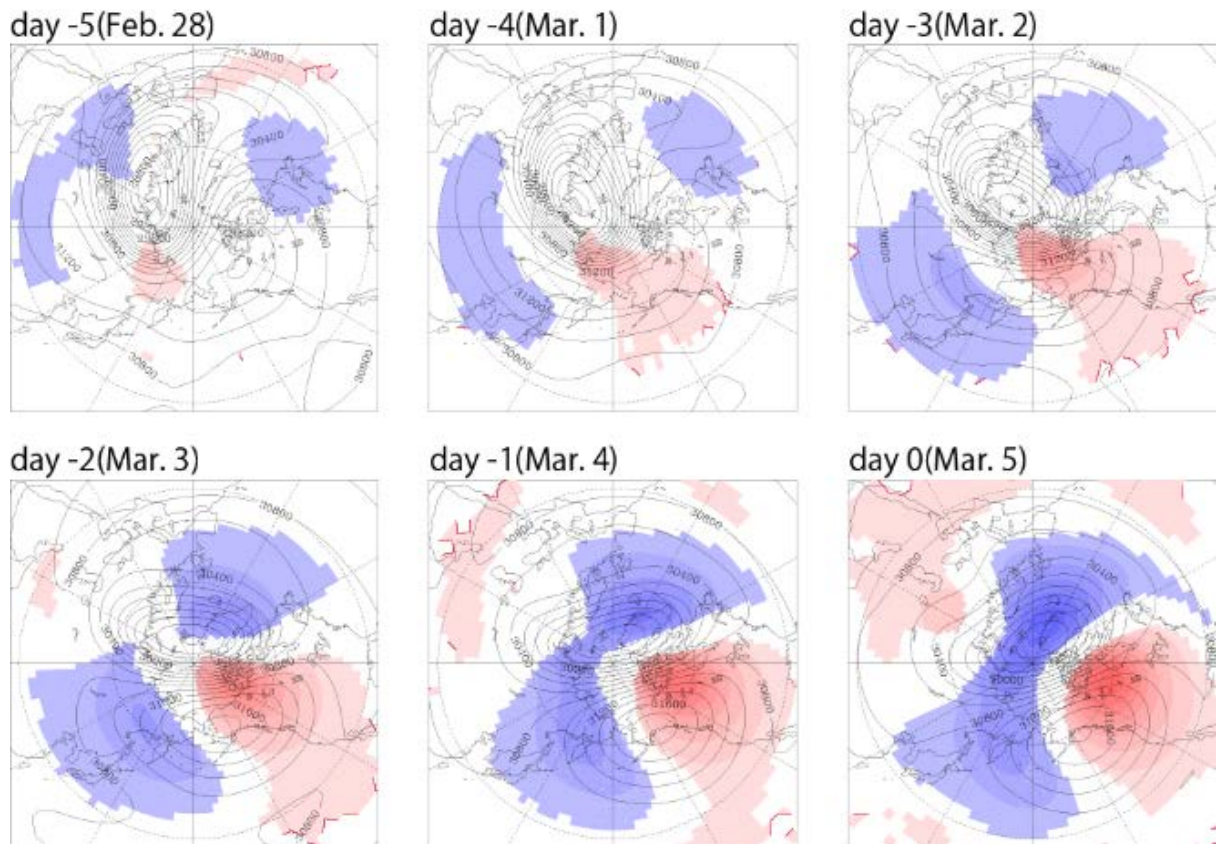


Fig. 6 As in the panels in the right column of Fig. 5, except for the horizontal distribution 10-hPa geopotential height (contour interval; 100 m).

5の左欄)に比べ、高さとともにより東方向に傾く。その結果、合成場では波活動度の下方伝播が顕著になる。このように、Fig. 5で示された高度場の東西非一様成分についての回帰分析の結果は、波活動度の下方伝播と関連する有意な高度場偏差は、対流圏ではなく成層圏に起源を持つ順圧的な擾乱であり、day -3以降に増幅する傾向を持つことが明らかになった。

最後に、10 hPa高度偏差についての回帰分析の結果をFig. 6に示す。この図の等値線は、Fig. 5の右欄と同様に、アンサンブル平均予測場と回帰場との合成場を示し、色塗りは回帰場を示している。回帰場では、day -5から東ユーラシア上空で正偏差領域が出現するが、この領域は、アンサンブル平均予測場において極夜ジェットが強く、しかも、流線の曲率が大きい場所に相当する。また、day -4とday -3では、正偏差域の位相は北西から南東に傾き、この偏差場は西風運動量を赤道側に輸送して極域の西風を減速する作用を持つことが分かる。このことは、Fig. 3で示されたE-P フラックス偏差や帯状風偏差の分布とも整合的である。さらに、day -3以降では、極域の西経120度付近に顕著な正偏差を伴う東西波数2の構造を持つ高度場偏差が、ほぼ定定的に増幅する様子が見て取れる。

4. まとめ

本研究では、2007年3月初旬に生じた、成層圏下層における惑星規模波の下方伝播イベントの予測可能性を吟味するため、気象研究所大気大循環モデルを用いて全25メンバーからなるアンサンブル予報実験を毎日実施し、その結果について回帰分析を行った。

まず、100 hPaの北緯65度以北で領域平均したE-P フラックス (以下、EPz100) の下向き成分が極大となる 2007年3月5日 (以下、day 0) におけるアンサンブル平均予測値から判断すると、この下方伝播イベントは約8日前 (day -8) から予測可能であることが明らかになった。次に、day 0におけるEPz100予測値の分散が大きいday -10 (2007年2月23日) を初期値とするアンサンブル予報の全25メンバー予測値を用いて、day 0におけるEPz100予測値と関連する循環場について相関解析を行った。

その結果、day 0におけるEPz100予測値のアンサンブル平均からの偏差が負で大きい場合には、day 0以前の偏差場は以下の特徴を持つことが明らかになった。

①有意な回帰は、まず成層圏でday -5頃から出現し始めるが、対流圏では、その頃に有意な回帰は存在しない。

②高度場偏差の回帰は、day -3以降、成層圏中上層で顕著になり、定定的な東西波数2のほぼ順圧構造を保ったまま増幅する。

③回帰場にける成層圏中上層での西風偏差の出現 (day -1) よりも早く、day -3頃から成層圏内で東西波数2の高度場偏差が増幅し始める。

④アンサンブル平均予測場で日付変更線付近に存在する高気圧性循環の下流域で、回帰高度場における正偏差が顕著になる。

また、この順圧的な高度場偏差とアンサンブル平均予測場とが重畳することにより、成層圏における惑星規模擾乱の位相は、西半球側で高度とともに東に傾き、成層圏下層で下方伝播が生じたと記述できる。

このように本研究で明らかになった回帰場の特徴から、この事例における成層圏惑星規模波の下方伝播は、対流圏から上方伝播した惑星規模波束が、成層圏内において反射することによって生じたとは考えにくいことが示唆される。なぜなら、もし下方伝播が反射によって生じる場合には、下方伝播が生じる以前に、帯状平均風回帰場に何らかの有意な偏差が存在すると期待されるが、本研究の解析結果は逆に、下方伝播が生じた後に、成層圏帯状風の加速が生じ、より反射に適した帯状風構造になったことを示唆している。さらに、下方伝播が生じる前に、対流圏内に有意な回帰が存在しないことも、反射によって下方伝播が生じたことを支持しない。なぜなら、もし成層圏帯状風分布が予め惑星規模波の反射に適した構造を持っていた場合には、対流圏から成層圏に流入する波活動度フラックスが大きいほど、成層圏から対流圏へ下方伝播する波活動度も大きいと期待できるため、下方伝播が生じる前に、対流圏界面付近のユーラシア域において波活動度フラックスの有意な正の上向き偏差の存在が期待できるが、本研究で示された回帰場ではそのような偏差は認められない。

むしろ、本研究で示された回帰場の特徴は、この事例で下方伝播が生じる直前に、成層圏循環場が力学的に不安定となり、ある種の順圧不安定波動が発達したことを示唆していると考えられる。また、成層圏下部で生じた下方伝播も、基本場であるアンサンブル平均予測場と増幅する順圧的な不安定波動との重畳からも説明可能である。今後は、球面順圧モデルなどを用いて、東西方向に非一様な流れ場を含むアンサンブル平均予測場の力学的安定性を調べ、この作業仮説を吟味する必要がある。

謝 辞

作図には地球流体電脳ライブラリを用いた。

参考文献

- 野口峻佑・向川 均・黒田 友二・水田 亮 (2015) : 成層圏における惑星規模波反射現象の予測可能性—2014年2月の事例のアンサンブル再予報実験—, 京都大学防災研究所年報, Vol. 58B, pp. 125-136.
- 向川 均・佐治 憲介・小寺 邦彦 (2010) : 成層圏でのプラネタリー波の反射と関連する帯状風構造, 京都大学防災研究所年報, Vol. 53B, pp. 307-312.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N. and Vitart, F. (2011): The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, Vol. 137, pp. 553-597. doi: 10.1002/qj.828.
- Kodera, K., Mukougawa, H. and Itoh, S. (2008): Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 35, L16806.
- Kodera, K., Mukougawa H. and Fujii, A. (2013): Influence of the vertical and zonal propagation of stratospheric planetary waves on tropospheric blockings, *J. Geophys. Res. Atmos.*, Vol. 118, pp. 8333-8345.
- Mizuta, R., Oouchi, K., Yoshimura, H., Noda, A. and Katayama, K. Yukimoto, S., Hosaka, M., Kusunoki, S., Kawai, H. and Nakagawa, M. (2006): 20-km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model—Mean climate states, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 84, No. 1, pp. 165-185.
- Mizuta, R., Yoshimura, H., Murakami, H., Matsueda, M., Endo, H., Ose, T., Kamiguchi, K., Hosaka, H., Sugi, M., Yukimoto, S. Kusunoki, S. and Kitoh, A. (2012): Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 90, pp. 233-258.
- Noguchi, S., Mukougawa, H., Kuroda, Y., Mizuta, R., Yabu, R., Yoshimura, H. (2016): Predictability of the stratospheric polar vortex breakdown: An ensemble reforecast experiment for the splitting event in January 2009, *J. Geophys. Res. Atmos.*, Vol. 121, pp. 3388-3404.
- Perlwitz, J. and Harnik, N. (2003): Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *J. Clim.*, Vol. 16, No. 18, pp. 3011-3026.
- Plumb, R. A. (1985): On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 42, No. 3, pp. 217-229.
- Yabu, S., Mizuta, R., Yoshimura, H., Kuroda, Y. and Mukougawa, H. (2014): Meteorological Research Institute Ensemble Prediction System (MRI-EPS) for climate research. *Tech. Rep. Meteor. Res. Inst.*, Vol. 71, 63 pp.

(論文受理日 : 2016年6月13日)