

## 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—

### Predictability of the Reflection of Planetary Waves in the Stratosphere: An Ensemble Reforecast Experiment for the Event in February 2014

野口峻佑<sup>(1)</sup>・向川均・黒田友二<sup>(2)</sup>・水田亮<sup>(2)</sup>

Shunsuke NOGUCHI<sup>(1)</sup>, Hitoshi MUKOUGAWA, Yuhji KURODA<sup>(2)</sup> and Ryo MIZUTA<sup>(2)</sup>

(1) 京都大学 大学院理学研究科

(2) 気象研究所 気候研究部

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

(2) Climate Research Department, Meteorological Research Institute, Japan

#### Synopsis

A series of reforecast experiments using the ensemble prediction system of the Meteorological Research Institute is conducted to reveal the predictability and downward influence of a reflection event of stratospheric planetary waves in February 2014, which recorded the highest level of the downward propagation of the wave activity. The reflection is predictable from at least 7 days in advance. It is found that the skill of forecasts with a prediction period around the predictability limit crucially depends on whether planetary waves are reflected or absorbed in the stratosphere. Composite analyses also reveal that the persistence of the tropospheric wave source in the eastern hemisphere is a key in determining the propagating property of stratospheric planetary waves. When the reflection occurs in association with a weak persistence of the wave source, the subsequent downward propagating wave from the stratosphere enforces anomalous tropospheric circulation in the western hemisphere.

**キーワード:** 予測可能性, アンサンブル予報, 惑星規模波, 成層圏

**Keywords:** predictability, ensemble forecast, planetary wave, stratosphere

#### 1. はじめに

冬季成層圏循環は、極を取り巻くように流れる西風（極夜ジェット）によって形成される、成層圏周極渦の変動によって特徴付けられる。この極渦の変動に伴う影響は、成層圏だけでなく、対流圏にも及んでいることが、近年いくつかの研究により明らかになってきた。例えば、Baldwin and Dunkerton (1999; 2001) によって示された、数ヶ月の時間スケールでの、環状モード変動の成層圏から対流圏への伝播と

いう描像は、その中でも特に顕著なものである。この描像は成層圏を介した季節予報精度向上の可能性を示唆することから、多くの研究を刺激し、下方影響の詳細（e.g. Mitchell et al., 2013; Hitchcock and Simpson, 2014）および対流圏予報精度への影響（e.g. Mukougawa and Hirooka, 2007; Mukougawa et al., 2009; Kuroda, 2010; Sigmond et al., 2013）について、現在も調査が進められている。環状モードの成層圏から対流圏への下方伝播のメカニズムについては、様々な研究が行われている（e.g. Haynes et al., 1991;

Kuroda and Kodera, 1999; Ambaum and Hoskins, 2002; Song and Robinson, 2004; Wittman et al., 2007) が、未だその結論の一致をみていない。しかしながら、成層圏での波と平均流との相互作用の結果、平均流の変動中心もしくは相互作用の中心領域が下方伝播しているのは、確かな事実である。

一方で、波の下方伝播の影響に着目した研究もいくつか存在する。例えば、Perlwitz and Graf (2001) や Perlwitz and Harnik (2003, PH03) は、成層圏で反射された波数1の惑星規模波に着目し、主成分分析や特異値分解などの統計解析手法を用いて、反射の影響が約1週間後に対流圏に及ぶことを示している。この惑星規模波の成層圏での反射とその後の下方伝播は、上記の環状モードの下方伝播と比べて短い時間スケールを持つが、その実体はより明確である。そのため、この過程を通じて成層圏が対流圏に及ぼす影響が解析しやすい。また、成層圏循環の比較的長い予測可能期間 (e.g. Noguchi et al., 2014) を考慮すると、この惑星規模波の下方伝播過程の理解は、季節予報の精度向上にも役立つと考えられる。

なお、PH03 は、Harnik and Lindzen (2001) などで導入された、波の伝播特性を表す指標 (e.g. Matsuno, 1970) の改良版を用いた解析を行い、反射イベントの起きやすい帯状風構造の1つのタイプを提示している。それは、高度 5 hPa あたりでの帯状風の鉛直シアが負となる帯状風構造で特徴付けられる。またその後、惑星規模波が反射しやすい冬とそうでない冬があることを示す統計解析 (Perlwitz and Harnik, 2004) や、南北両半球での比較解析 (Shaw et al., 2010)、惑星規模波の下方反射イベントのライフサイクルを示す合成解析 (Shaw and Perlwitz, 2013) などの研究が続いている。しかしながら、上記の一連の研究では、主に波数1の波成分に着目した統計的解析に留まっていることに注意すべきである。

これに対し、Kodera et al. (2008) は、2007年2月の成層圏突然昇温 (SSW) の後に起きた惑星規模波の反射事例に対して、波活動度の東西-鉛直方向への伝播の様子とその対流圏への影響を明瞭に示している。すなわち、彼らの解析によって、この事例では、東半球から上方伝播した惑星規模波束が成層圏で東向きに伝播し、さらに北米大陸上で下方伝播していたことが初めて明らかになった (この事例で明らかにされた伝播経路は、波活動度の3 次元伝播の気候学的な描像とも一致している。いくつかの論文では、このような波活動度の伝播経路を “Stratospheric Bridge”, 北米-北大西洋の波活動度の下方伝播領域を “Wave Hole” と呼んでいる。e.g. Zyulyaeva and Zhadin, 2009; Jadin, 2011)。なお、このような波束伝播経路は、経度-高度断面上での高度場偏差においては、北

太平洋上に高気圧性偏差を持つ扇形の構造として認識できる。また、彼らは、北米大陸上で下方伝播した惑星規模波束が、北米東岸に寒波をもたらした低気圧性偏差の発達に寄与していた可能性も指摘している。さらに Kodera et al. (2013) は、複数事例についての解析結果から、経度-高度断面における高度場偏差の位相が、高さとともに西傾する状態から東傾する状態に転じる時、すなわち惑星規模波の伝播方向が上方から下方に転じる時、北太平洋域の成層圏に位置する気圧の峰が、対流圏でのブロッキング高気圧の形成に寄与する可能性を指摘している。

このような研究により、成層圏で反射した惑星規模波が対流圏循環に有意な影響を与えていることが、明らかになりつつある。しかしながら、惑星規模波が成層圏で反射する条件について解析を行った研究はほとんど存在しない。例えば、PH03 は反射事例で出現しやすい成層圏での帯状風構造の1つを提示してはいるが、それは反射が起こった際の状況証拠であり、そのような帯状風構造が存在する場合に必ず惑星規模波が反射するわけではない。一方で Harnik (2009) は、再解析データを用いて、PH03 が提示した帯状風構造に関する指標を用いて反射イベントを抽出し、Charlton and Polvani (2007) の SSW 判定手法により抽出された吸収イベントとの比較解析を行った。その結果から、両者には対流圏から成層圏へ貫入してくる波活動度パルスの持続時間に違いがあり、反射イベントでは持続時間が短いことを指摘している。ただし、このような解析では、上方伝播する波活動度の大きさは、成層圏の状態にも大きく依存することに注意すべきである (e.g. Scott and Polvani, 2004; 2006)。すなわち、成層圏へ貫入する波活動度の持続時間は、成層圏での反射や吸収とも関連する惑星規模波の鉛直構造にも大きく依存するため、持続時間は必ずしも反射の前駆現象と対応しない可能性がある。逆に、成層圏での惑星規模波の伝播特性が、成層圏へ貫入する波活動度の持続時間を決定している可能性も否定できない。また、統計解析においては、反射や吸収イベントの抽出方法に結果が大きく依存する可能性もある。このため、反射の前駆現象を特定するためには、Kodera et al. (2008) のように、まず、顕著な反射イベントにおける惑星規模波の伝播特性を詳しく解析するべきである。そこで、本研究では、2014年2月に生じた顕著な惑星規模波の反射事例に対して、アンサンブル予報実験を実施し、その結果の詳細について解析を行った。

まず、Fig.1を用いて、2014年2月に生じた惑星規模波の顕著な反射事例の特徴を概観する。Fig.1(b)の色で示した Eliassen-Palm (E-P) フラックス (Andrews

et al., 1987) の鉛直成分の時間変動から、この事例では、1月下旬より波活動度が対流圏から成層圏へと貫入し、2月上旬の極域の昇温と極夜ジェットの減速を引き起こしていることがわかる。ただし、その変動は高度 10 hPa より上空の上部成層圏に留まり、高度 10 hPa における帯状風も西風から東風に転じていないため、この昇温イベントは大昇温 (Major Warming) ではなく小昇温 (Minor Warming) と判定される。このイベントの東風・昇温ピークは2月8日であり、この日を境に、成層圏での波活動度の伝播方向は上向きから下向きに転じ、上部対流圏でも顕著な下向き伝播の状態が続いている。これより、この事例における惑星規模波の反射は、小昇温のピーク日付近で発生したと考えられる。なお、このイベントにおいて、下部成層圏における E-P フラックスの鉛直成分から見積もられる高緯度での波活動度の下向き伝播量は、過去最大級の大きさを持つ (付録を参照)。また、Kodera et al. (2008) が報告したような、北太平洋を中心とした扇型の高度場偏差と北米大陸上空での波活動度の下向き伝播も観測されている (図示せず)。したがって、このイベントは顕著で典型的な惑星規模波の反射事例であったと言える。

本研究では、このイベントに対してアンサンブル予報実験を行い、成層圏での惑星規模波反射現象の予測可能期間を特定する。また、反射の予測に関し、アンサンブルメンバー間のばらつきが大きくなった予報に対して、合成解析などの手法を用いた詳細な解析を行い、反射の前駆現象を特定することを試みる。

なお、本研究の予備解析として、毎週2回 (水曜と木曜) 実施される気象庁現業1ヶ月アンサンブル予報データ (e.g. Mukougawa et al., 2005) を用いて、この反射事例の予測可能性を調査した。しかしながら、週2回しか実施されない現業アンサンブル予報データでは、反射事例における予測可能性の時間変動をうまく捉えることができなかった。そのため、以下に述べるように、本研究では毎日 12 UTC を初期時刻とする高頻度のアンサンブル再予報実験を行った。

## 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、気象庁の現業1カ月予報と同様とし、水平解像度は TL159 (格子間隔は約 110 km)、モデル上端は 0.1 hPa、鉛直層数は 60 層とした。オゾン量は帯状平均気候値を与えた。また海面水温として、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を指定した。

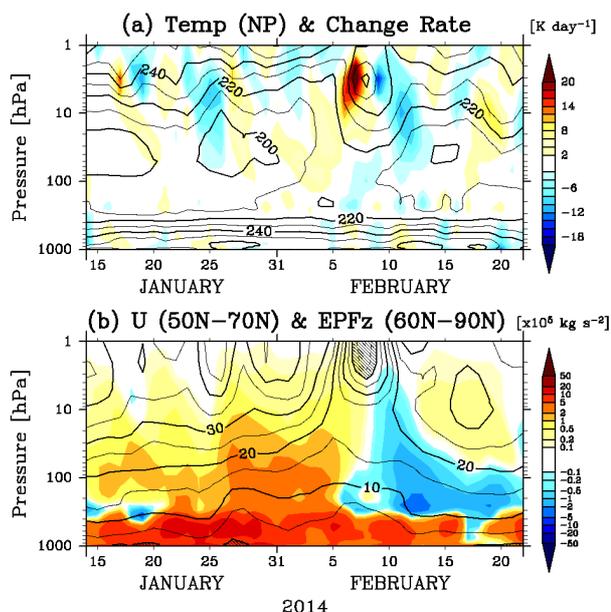


Fig. 1 Time-height cross section of (a) the North Pole temperature (contour, interval: 10 K) and its change rate (color, unit:  $\text{K day}^{-1}$ ), (b) zonal-mean zonal wind averaged over latitudes from  $50^{\circ}\text{N}$  to  $70^{\circ}\text{N}$  (contour, interval:  $5 \text{ m s}^{-1}$ ) and the vertical component of E-P flux averaged northward of  $60^{\circ}\text{N}$  (color, unit:  $10^5 \text{ kg s}^{-2}$ ). The shading shows the region of easterly winds.

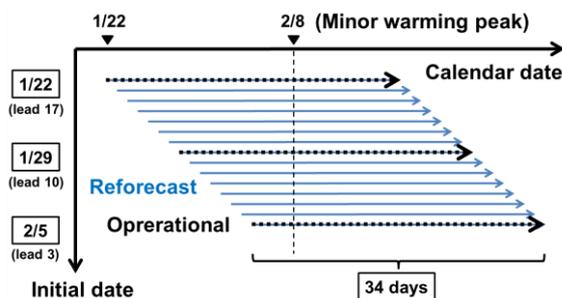


Fig. 2 A Schematic diagram of the experimental setup. Each blue arrow indicates 25-member ensemble predictions. Black dotted arrows indicate the JMA operational forecasts.

各予報の積分期間も現業と同様に34日とし、毎日 12 UTC を初期時刻とした。摂動を含む初期値は、気象研究所アンサンブル予報システム (MRI-EPS, Yabu et al., 2014) により作成した。この MRI-EPS では、初期摂動作成手法として、成長モード育成 (Breeding of Growing Mode; BGM) 法 (Toth and Kalnay, 1993) を採用している。まず、MRI-EPS により 12 モードの摂動を生成し、それらを符号を加味して、解析値として用意した ERA-Interim 再解析データ (Dee et al., 2011) に付け加えることにより、各初期時刻に 25 個の初期値 (摂動を含まないコントロールメンバー 1個、摂動を含むメンバー 24個)

を用意した。

Fig.2 で、実施したアンサンブル予報実験を概観する。まず、本事例では、小昇温のピーク日である2月8日 (Fig.1 参照) を基準にして、各予報結果を記述する。また、気象庁現業1ヶ月アンサンブル予報(水曜開始分)は、ピーク日の前には、1月22日 (17日前)、29日 (10日前)、2月2日 (3日前) に実施されているので、本研究では、この間を埋めるように、1月22日から2月2日までの15日間の毎日を初期日として、アンサンブル再予報を実施した。

### 3. 結果

#### 3.1 反射現象の予測可能期間

まず、実施したアンサンブル予報の結果を概観し、2014年2月の惑星規模波の反射事例が、何日前から予測可能であったかを調べる。ここで問題となるのは、反射の予測の成否を判断する指標である。本研究では、高度 5 hPa における北緯 50 度から 70 度で平均した帯状平均帯状風が減速から加速に転ずることが、成層圏での惑星規模波の反射を示す指標となると考えた。これは、成層圏へ上方伝播してきた惑星規模波が成層圏で吸収されると (反射されると)、東風加速を生ずる (生じない) ためである。一方、上部対流圏および下部成層圏における E-P フラックスの鉛直成分が下向きになることが反射の指標と考えられるかもしれない。しかし、成層圏での E-P フラックスは、反射後も対流圏から上方伝播してくる成分を反映して変動するため、その変動と反射予測の成否とは必ずしも対応しないと考えられる。

Fig.3(a) に、Fig.2と同様の形式で、アンサンブル平均予報値を示す。枠内下部には解析値を示している。まず、解析値では、2月初旬以降に西風減速が顕

著となるが、この減速傾向は、小昇温ピーク日 (2月8日) を境に加速傾向に転じ、2月中旬には西風が回復していることがわかる。一方、アンサンブル平均予報値では、この傾向は、少なくともピーク日の7日前 (2月1日) 以降を初期日とする予報で再現されていることが確認できる。なお、減速後の西風の回復に着目すると、ピーク日の12日前から10日前 (1月27日から29日) を初期日とする予報でもその回復傾向は再現できている。ただし、予測された回復傾向は、解析値のそれよりも若干不明瞭である。また、その後のピーク日の8日前と9日前 (1月30日と31日) を初期日とする予報では、西風の減速が弱く、実際よりも早く西風が回復する。

Fig.3(b) に、予測値のアンサンブルスプレッド (メンバー間での標準偏差) の大きさを示す。まず、この図より、ピーク日の12日前から10日前を初期日とする予報では、スプレッドはピーク日直後に大きな値となることがわかる。一方、ピーク日の9日前以降を初期日とする予報では、スプレッドは急激に小さくなる。例えば、予報10日目付近に着目すると、前者の予報でのスプレッドの大きさは  $15 \text{ m s}^{-1}$  以上であるが、後者の予報では  $10 \text{ m s}^{-1}$  以下である。以上より、上部成層圏における帯状平均風が昇温ピーク日付近で減速から加速に転ずる傾向を確実に再現できるのは、ピーク日の10日前以降を初期日とする予報であると推測できる。

なお、ここで見られた大きなスプレッドは、西風の減速が小昇温ピーク日までに消失し小昇温を予測したメンバーと、消失せずにほぼ東風に転じる大昇温を予測したメンバーとが、混在することによって現れていることがわかった (Fig.4, 後述)。以降、この大きなスプレッドを示した小昇温ピーク日の12日前から10日前 (1月27日から29日) を初期日とする

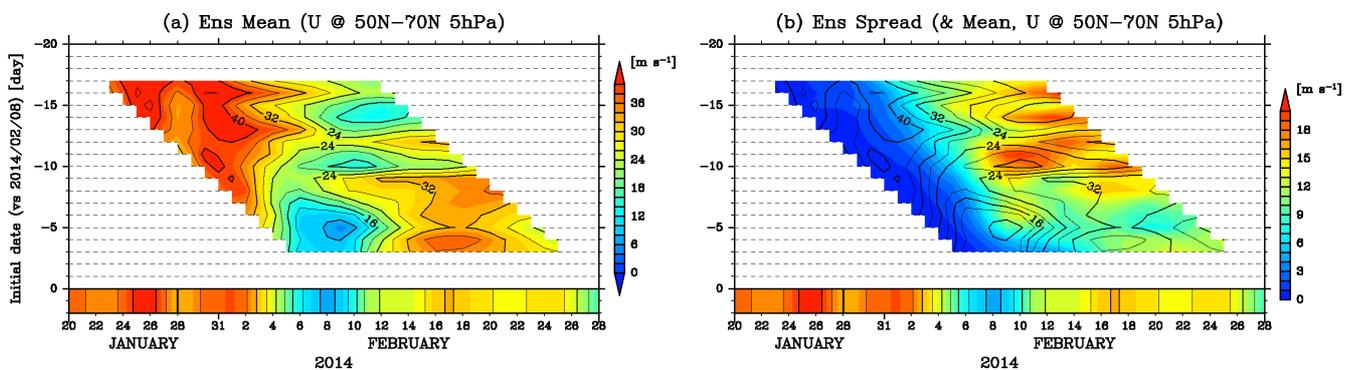


Fig. 3 Predicted 5-hPa zonal-mean zonal wind averaged over latitudes from 50°N to 70°N. Predictions are initialized every day during a period from 22 January to 5 February 2014. (a) Ensemble-mean value. Contour interval is  $4 \text{ m s}^{-1}$ . (b) Ensemble mean (contour, same as in Fig. 3a) and spread (color). Colors in the lower part of each panel indicate the analysis. Predicted values are plotted during a lead time of 0-22 days.

予報を用いて、惑星規模波の反射が生じた要因について分析する．具体的には、75 メンバー (25 メンバー× 3 初期日) のサンプルから、反射か否 (吸収) かに着目した合成解析を行った．ところで、ピーク日の8日前と9日前を初期日とする予報では、スプレッドの値こそ小さいが、アンサンプル平均予測値の誤差はその直前の予報よりも大きくなっている．これは、コントロールランに用いた解析値の影響が大きいためであると考えられる．なぜなら、これらの予報では、摂動ランの多くが、コントロールランと同様に、実際よりも早い西風の回復傾向を予測しており、予測が解析値に大きく依存していると考えられるためである．この点については、4章で詳しく論ずる．

### 3.2 合成解析

Fig.4 に、75 メンバーの高度 5 hPa における帯状平均帯状風 (北緯 50 度から 70 度での平均) の予測値の時系列を示す．ここで、昇温ピーク日直後の2月8日から10日までの3日間で平均した帯状平均帯状風の予測値が全 75 メンバーの集団平均  $\pm 1$  標準偏差 (図中の黒十字の縦線) を上 (下) 回る 12 (13) メンバーを、反射 (吸収) 集団として抽出した．以下、それぞれを REF (ABS) 集団と呼び、対応する予測値を橙 (青) 色の線で示す．また、赤線は解析値の時系列を示す．解析値では西風の回復する時期が REF 集団よりも遅いため、2月9日付近に着目すると、解析値の振る舞いは ABS 集団に近い．した

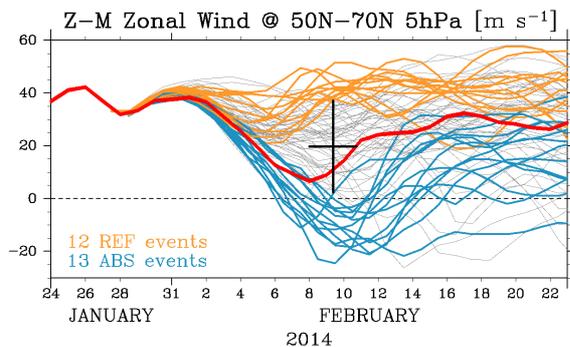


Fig. 4 Time evolution of 5-hPa zonal-mean zonal wind during a period from 24 January to 23 February 2014 (red line) and the ensemble predictions (gray, orange and blue lines) starting from 27, 28 and 29 January (total 75 members). The black error bar denotes 3-day averaged ensemble-mean value during 8-10 February  $\pm$  one standard deviation. Ensemble members of which predicted value is larger than the error bar is classified as REF (ABS) group. REF (ABS) members are colored by orange (blue).

がって、以下で示す REF/ABS 集団の合成図のいずれも、現実起きた事象を必ずしも忠実に再現しているわけではないことに注意する必要がある．ここでは、現実との比較よりも、むしろ予報モデル内で生じた惑星規模波の反射/吸収集団を比較することにより、反射過程の詳細を吟味する．

REF/ABS 集団の振る舞いの違いをみるために、Fig.5 (a-d) に、それぞれの集団に属する各メンバーの、850 K 等温位面 (おおよそ高度 10 hPa に相当) における極渦の縁に相当する等渦位線 (36 PVU) の予測値を示す．ここでの渦位には、Lait (1994) や Matthewman et al. (2009) に従い、鉛直方向に温位の重み付けにより変形した Ertel のポテンシャル渦度を用いた．この図から、ABS (青線) 集団と REF (橙線) 集団の区別は、形態的には成層圏周極渦が2つに分裂するか否かに対応していることがわかる．

Fig.5 (e-h) と (i-l) に、ABS 集団 と REF 集団のそれぞれで集団平均した、帯状平均帯状風と波活動度フラックスの予測値の子午面図を示す．この図より、2月5日以降、ABS 集団では上部成層圏での波活動度フラックスの収束が顕著となり東風の領域が広がっていることがわかる (Fig.5 g, h) . それに対し、REF 集団では成層圏で西風が維持され、波活動度は高緯度の下部成層圏で下向きに伝播している様子を見ることができ (Fig.5 l) . また、1月末 (Fig.5 e, i) には、両集団ともに、北緯 70 度付近の西風が高さとともに急激に強くなっており、中部成層圏で惑星規模波の反射面が形成されやすい帯状風構造であったことがわかる．実際、波数1の惑星規模波に対する屈折率の自乗 (e.g. Matsuno, 1970; 図示せず) はこの領域で負となり、惑星規模波は伝播できないことが示唆される．REF 集団では、この帯状風構造がその後も持続し、小昇温ピーク日 (2月8日) 付近で、波活動度の伝播方向が正味で下向きに転じたことと捉えることができる．さらに、2月2日から4日付近での、ABS 集団と REF 集団の帯状風構造の違いを詳しく吟味すると、高緯度域での東風領域の現れ方に違いがあることがわかる (Fig.5 f, j) . ABS 集団では、下層から上層へと極側の東風領域が延伸し、それが前述した、成層圏上層における顕著な波活動度フラックスの収束と関連していることが示唆される．この東風は、Fig.5(b) の青線で示されるように、極渦の中心が北極から変位し、北大西洋側に位置していたことと対応している．この極渦の変位は、北緯 80 度、日付変更線付近を中心とする高気圧性偏差の増幅に伴うため、中高緯度域における波数1の増幅と関連していることが示唆される．すなわち、ABS 集団では、REF 集団に比べ大振幅の波数1成分を持つ惑星規模波が成層圏へ伝播し、それが成層圏上層で碎波する

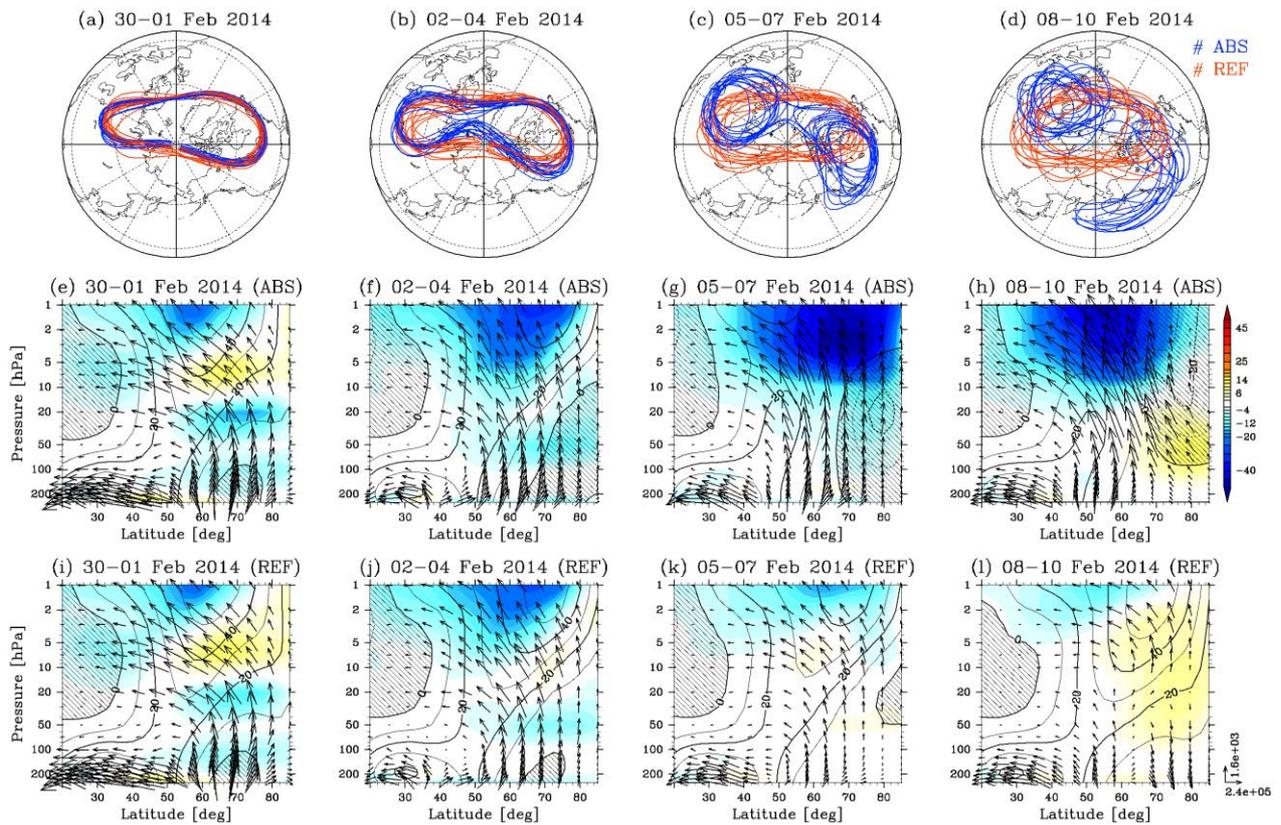


Fig. 5 (a-d) The isoline of 36 Lait's PV at 850 K isentropic surface. Blue (orange) lines are forecast members classified into the ABS (REF) group. (e-l) Latitude-height cross section of zonal-mean zonal wind (contour interval is  $10 \text{ m s}^{-1}$ ), E-P flux vector (arrows, unit:  $\text{Pa}^{-0.5} \text{ kg s}^{-2}$ , scaled by the inverse of the square root of the pressure) and its divergence (color, unit:  $\text{m s}^{-1} \text{ day}^{-1}$ ) for the composites of ABS and REF groups (middle and bottom panels). The shading shows the region of easterly winds. Each column from left to right shows 3-day mean fields for 30 Jan.-1 Feb., 2-4 Feb., 5-7 Feb., 8-10 Feb., respectively.

ことによって、大きな東風加速がもたらされたと考えられる。

次に、Fig.6 を用いて、両集団における経度-高度断面での惑星規模波の伝播特性の違いを吟味する。この図は、高度場の帯状平均からの偏差と Plumb (1985) の波活動度フラックスの東西-鉛直成分を示す。ABS 集団での平均を左列 (Fig.6 a-e) に、REF 集団での平均を中列 (Fig.6 f-j) に示す。右列 (Fig.6 k-o) は、帯状平均成分を含む高度場の両集団平均の差 (ABS - REF) を示し、Welch の  $t$ -検定に基づいて、その差が統計的に有意でない (99% 以下) と判断された領域に陰影を施した。また、Plumb フラックスの差についても、その鉛直成分の差が 95% 以上統計的に有意な場合のみ、矢印で図示した。

まず、Fig.6 (a, f) に、予報5日目から7日目に相当する、2月1日における ABS/REF 集団の高度場偏差を示す。この図から両者の空間構造はほぼ同じで、対流圏では波数2、成層圏では波数1成分が卓越していることがわかる。これは、冬季気候場の特徴とも

おおそ一致する。ただし、ヨーロッパ域でのブロッキングを反映した強い高気圧性偏差と、その上空で位相が高さとともに大きく西傾する低気圧性偏差の存在は、気候場と比べて特徴的であり、そこから波活動度が成層圏へと上方伝播している。また、両集団の差 (Fig.6 k) をみると、REF 集団では、ABS 集団に比べ、この上方伝播が対流圏界面付近で有意に弱くなっていることがわかる。なお、この時期には、成層圏での高度場に顕著な違いは見られない。これより、両集団間には、成層圏循環に大きな違いが生まれる時期より前に、対流圏から成層圏へ貫入する波活動度の有意な違いが既に存在していたことがわかる。

その後の2月3日、5日 (Fig.6 l, m) には、この波活動度の違いと対応して、太平洋域上空の成層圏における高気圧性偏差の振幅の違いが顕著になる。また同時に、特に東半球の対流圏高度場偏差にも有意な違いが現れ始める。例えば、ABS 集団では、ヨーロッパ域でのブロッキングを反映した気圧の峰や、その

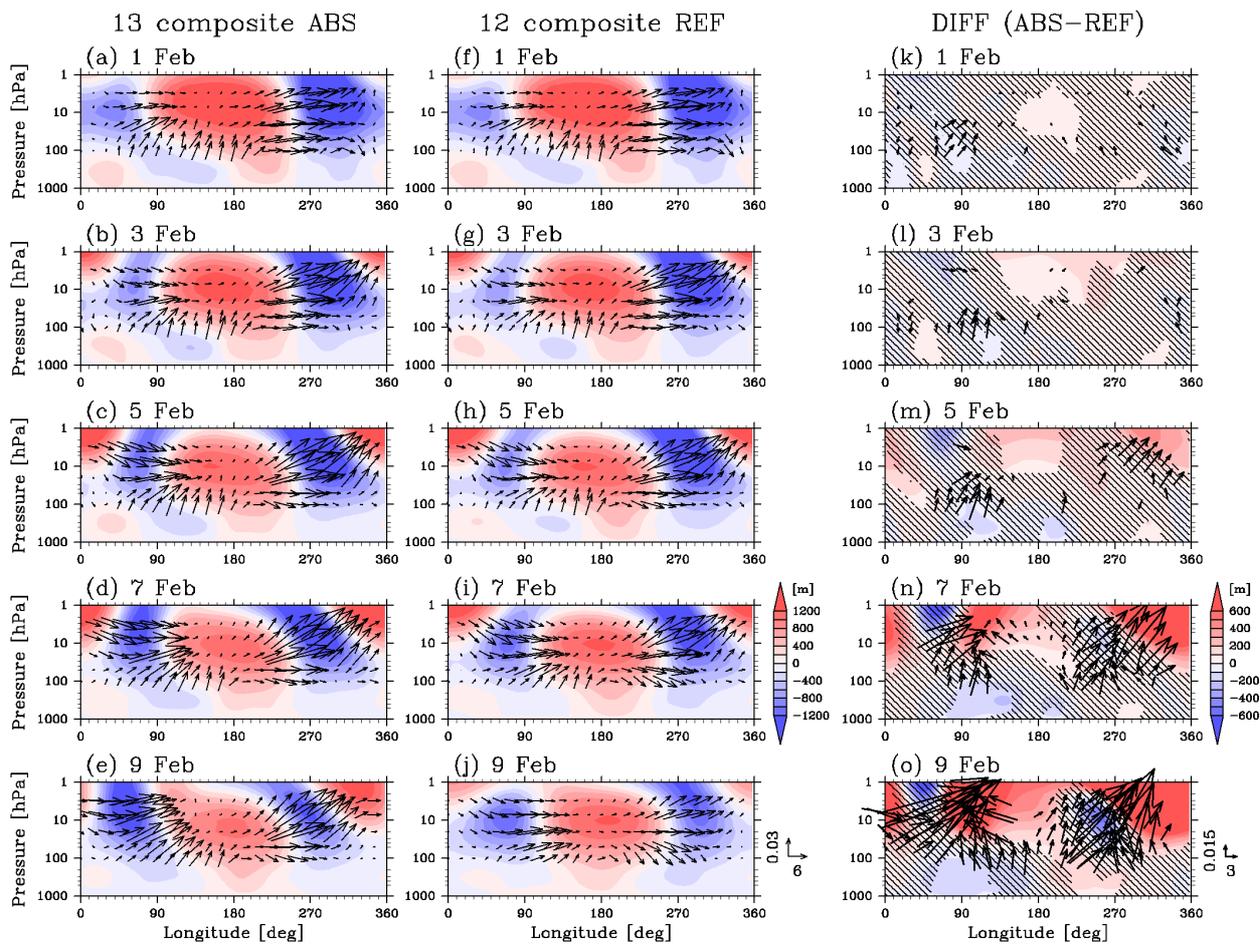


Fig. 6 (a-j) Longitude-height cross section of eddy geopotential height (color, unit: gpm) and vertical and zonal component of the 3-D Plumb flux (arrows, unit:  $\text{Pa}^{-0.5} \text{m s}^{-2}$ , scaled by the inverse the square root of the pressure) averaged northward of  $60^\circ\text{N}$  for the composites of ABS and REF groups (left and center columns). (k-o) Same as (a-j), except for the difference (ABS - REF) of the geopotential height. The region whose difference is insignificant at 99% confidence (estimated by Welch's *t*-test) is shaded. The difference of the Plumb flux is plotted when its vertical component is significant at 95% confidence. Each panel from top to bottom shows a daily-mean field for 1, 3, 5, 7 and 9 Feb., respectively.

下流域のユーラシア大陸上空での気圧の谷がより発達している。また、西半球側において、REF 集団での惑星規模波の伝播方向が、東向きから下向きへとより明瞭に変化し始め、北米大陸上空における気圧の谷の、成層圏から対流圏への下方への延伸もより明瞭となる。

さらに、2月7日 (Fig.6 n) 以降、両集団間で、北米大陸上空での波活動度の鉛直伝播に有意な違いが現れ始める。ABS 集団におけるユーラシア大陸上空での気圧の谷の持続傾向 (Fig.6 e) と、REF 集団における北米大陸上空での気圧の谷の発達 (Fig.6 j) がより明瞭となり、これらの違いが、対流圏で波数1の構造を持つ有意な高度場の差 (Fig.6 o) をもたらしている。

次に、Fig.7 に、対流圏中層 (500 hPa) における高度場の水平分布を示す。まず、この図から、両集団間の有意な違いとして、対流圏での波数1の構造が、北緯 60 度よりも極側でより顕著に出現しているのを確認でき (Fig.7 p-r), 先程 Fig.6 (o) で見られた特徴は、高緯度域で卓越するものであることがわかる。また、ヨーロッパ域に存在するブロッキングは、REF 集団では ABS 集団に比べ、若干早く減衰するが、両者の違いは、その下流側のユーラシア大陸上空でより顕著となる。例えば、1月30日や2月1日には、そこでの、空間スケールのより小さな総観規模 (東西波数 4-6 程度) での違いが有意である (Fig.7 m, n)。なお、このような違いは、Fig.6 (k) においても確認できる。

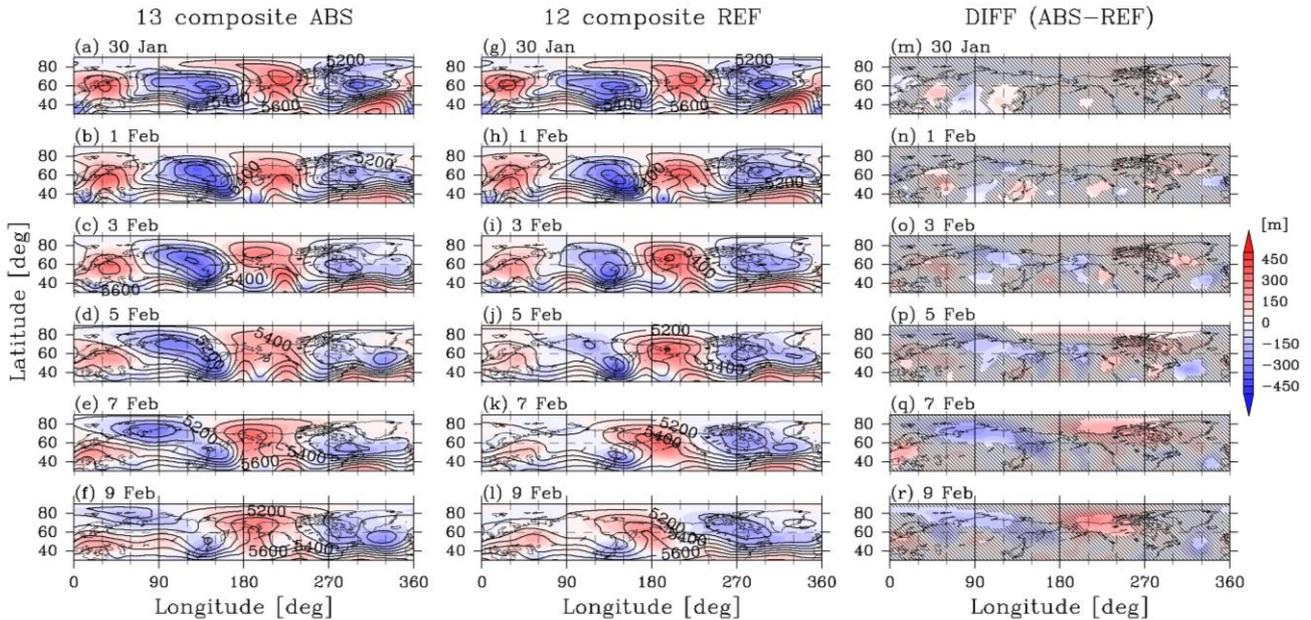


Fig. 7 (a-l) Longitude-latitude cross section of 500-hPa geopotential height (contour interval is 100 gpm) and its eddy component (color) for the composites of ABS and REF groups (left and center columns). (m-r) Same as (a-l), except for the difference (ABS - REF) of the geopotential height. The region whose difference is insignificant at 99% confidence (estimated by Welch's *t*-test) is shaded. Each panel from top to bottom shows a daily-mean field for 30 January, 1, 3, 5, 7 and 9 Feb., respectively.

この総観規模擾乱の振幅(約 60 gpm)は、対流圏で卓越している波数2の振幅(約 300 gpm)に比べるとかなり小さい(5分の1程度)が、この擾乱は、成長するに従い、東半球において対流圏から成層圏へと繋がる気圧の谷の構造を大きく変え、惑星規模での波活動度の上方伝播の大きさにも有意な違いをもたらす。これは、Fig.6 に示した高度場偏差の経度-高度断面でも確認できる。すなわち、REF 集団では、ABS 集団に比べ、東経 90 度付近の上部対流圏に存在する気圧の谷に伴う負の高度場偏差が小さい (Fig.6 a, f) ため、この気圧の谷はより順圧的な構造 (Fig.6 b, g) となり、そこでの波活動度の上方伝播もより弱くなる。このため、REF集団では、下部成層圏における波活動度の顕著な上方伝播は、東経 150度付近の極東域にのみ存在する。これに対し、ABS 集団では、ユーラシア大陸西部から極東域まで広がる広い領域で顕著な上方伝播が認められる。したがって、この予報初期の対流圏ユーラシア域における総観規模の違いが、その後の惑星規模波の上方伝播に有意な違いをもたらしたと考えられる。なお、この予報初期の高度場での総観規模の違いが、小昇温ピーク日直後の上部-中部成層圏における帯状平均帯状風の強さの違いと有意に関係していることは、アンサンブルメンバー間のラグ相関解析からも確認できる(図示せず)。

また、予報初期にアラスカ域に存在するブロッキングに着目すると、ABS 集団では、対応する高気圧性偏差の中心が、2月5日以降も日付変更線より東に位置していることがわかる。これに対し、REF 集団では、高気圧性偏差の高緯度側が西へシフトし、極東域上空で南北の双極子構造を持つ、いわゆる西太平洋(WP)テレコネクションパターン(Wallace and Gutzler, 1981)が形成され始めていることがわかる。このように、成層圏で惑星規模波が反射するか否かが、対流圏極東域での天候パターンにも重要な影響を与えていることが示唆される。

## 4. 議論と考察

### 4.1 反射現象の予測可能性

本研究では、2014年2月8日付近に生じた、惑星規模波の成層圏での反射事例の予測可能性を明らかにするため、毎日25メンバーのアンサンブル再予報実験を実施し、そのスプレッドの大きさの予報開始日に対する依存性について解析を行った。その結果、反射が生じた日の10日前以降を初期日とする予報では、スプレッドの値が、それ以前を初期値とする予報よりも顕著に小さくなったため、この反射事例の予測可能な期間は10日程であると見積もることができる。

ただし、反射が生じた日の8日前と9日前を初期日とする予報のアンサンブル平均予測値の誤差は、その直前を初期値とするものよりも大きかった。この原因としては、初期値として用意した解析値や初期摂動に問題があった可能性がある。例えば、本研究で行った予報実験では、気象庁現業1ヶ月アンサンブル予報システムと同じ仕様の BGM 法によって生成された初期摂動を用いているが、この初期摂動は成層圏で必ずしも適切な擾乱を表現しているとは言い難い。なぜならば、この仕様では、高度 100 hPa よりも上空で、通常の BGM 法で生成される摂動に対して気圧の関数を乗じ、摂動の振幅を意図的に減衰させているため、成層圏で大きな振幅を持つ成長モードが存在しても、そのような擾乱は適切に表現されないためである。また、上部成層圏はモデルバイアスの大きい領域であり (e.g. Noguchi et al., 2014)、観測も限られるため、そこでは初期値として与える解析値が真値から大きくずれ、解析誤差が大きい可能性もある。アンサンブル予報では解析誤差程度の大きさを持つ初期摂動を与えるべきであるが、本予報実験では、このような理由で、成層圏における初期摂動の大きさが解析誤差よりもかなり小さくなっていった可能性がある。したがって、今後の研究において、コントロールランの初期値として用いる解析値を JRA-55 再解析データなどの他の再解析データに変更したり、成層圏での初期摂動生成方法を適切に改良して、アンサンブル予報実験を実施する必要がある。

#### 4.2 反射の前駆現象

本研究では、合成図を用いて、惑星規模波の顕著な反射を示した REF 集団と、反射を示さず東風加速を示した ABS 集団との、比較解析を行った。その結果、REF 集団では ABS 集団に比べ、対流圏ユーラシア域から上方伝播する惑星規模波の振幅が小さいことが明らかになった。また、この上方伝播の波源である、ヨーロッパ域でのブロッキングや、その下流域の気圧の谷が、REF 集団では早く減衰することも示された。

この後者の結果は、波活動度パルスの持続時間が短い(長い)場合に、惑星規模波は成層圏で反射(吸収)される傾向にあるとする、Harnik (2009) の解析結果と整合的である。ただし、波活動度の上方伝播の持続は、対流圏での励起源の持続だけでなく、成層圏循環偏差の影響によって下方伝播する波活動度の存在にも影響されるため、Harnik (2009) の解析結果からは、波活動度パルスの持続期間の短さが反射現象の原因であるとは、必ずしも主張できないことに注意すべきである。一方、本研究で実施された比

較解析から、成層圏での反射と関係する対流圏の前駆現象が特定された予報初期の段階では、両集団間で成層圏循環に顕著な差は存在しないことも明らかになった。すなわち、本研究で実施したアンサンブル予報実験結果の解析からは、2014年2月の事例における、惑星規模波の反射の要因は、対流圏での惑星規模波の励起源自体の持続性であり、成層圏循環偏差ではないことが、因果関係も含めて明らかになった。

ただし、前節で述べたように、本研究で実施したアンサンブル予報実験で与えた初期摂動の大きさは、成層圏で小さすぎる可能性がある。このため、特定できる前駆現象は、成層圏よりも対流圏に偏在する可能性が高いことにも注意すべきである。

#### 4.3 反射が対流圏循環に及ぼす影響

本研究により、REF 集団では、成層圏周極渦は分裂せず、成層圏での惑星規模波の反射に伴い、対流圏ではアラスカ付近に存在するブロッキングに伴う高気圧性偏差の高緯度側が西へシフトし、WP パターンに相当する循環偏差場が形成される (Fig.7) ことが示された。一方、ABS 集団では、成層圏周極渦は分裂し、北太平洋域のブロッキングはアラスカ付近に定在的に存在した。この結果は、気候平均場とそれからの偏差で定義される擾乱場(気候偏差場)との干渉という枠組み (e.g. Nishii et al., 2009; Smith and Kushner, 2012) で、ブロッキングの位置と惑星規模波の増幅との関係を調べた Nishii et al. (2011) の結果と整合的である。すなわち、彼らは、東太平洋-アラスカ域でのブロッキング発生に伴い SSW が発生した場合には、ブロッキングは定在的であり、SSW が発生しなかった場合には、ブロッキングは西に変位することを見出した。このように、前者(後者)は、本研究における ABS (REF) 集団の振る舞いと類似している。

また、REF 集団で見られたアラスカ付近でのブロッキングの西への変位は、再解析データに基づく事例解析によって、この変位が惑星規模波の反射と関連することを見出した Kodera et al. (2013) の結果と整合的でもある。ただし、惑星規模波の反射とブロッキングの西進との間の因果関係については、さらに注意深い吟味が必要である。ブロッキングの西進は、成層圏での惑星規模波の反射だけではなく、対流圏に内在する他の力学要因による可能性もあるためである。

なお近年、波活動度の顕著な下向き伝播イベントが対流圏循環へ与える影響について、いくつかの研究が行われているが (e.g. Shaw and Perlwitz, 2013; Shaw et al., 2014; Dunn-Sigouin and Shaw, 2015)、それらは

主として北大西洋振動 (NAO) テレコネクションパターンに着目している。これに対し、本研究でみられた REF 集団における WP パターンの形成は、波活動度の下向き伝播イベントに伴って北太平洋側の対流圏循環にも重大な影響が現れることを示唆する。

## 5. まとめ

本研究では、2014年2月に生じた、成層圏小規模突然昇温（小昇温）時の惑星規模波の反射現象の予測可能性を吟味するため、気象研究所大気循環モデルを用いた予報実験を行い、その結果の解析を行った。この実験では、反射現象の予測可能性変動を詳細に解析するため、全25メンバーからなるアンサンブル予報を毎日という高頻度で実施した。

その結果、この反射現象は、アンサンブル平均予測値では、少なくとも7日前から予測可能であることが示された。また、12日前から10日前に開始した予報のメンバー間の、成層圏における帯状平均帯状風についての、予測スプレッドは、小昇温ピーク日直後に大きな値を示すが、それ以降を初期日とする予報では、スプレッドの値は格段に小さくなることも示された。この大きなスプレッドが出現した原因は、成層圏で惑星規模波が反射されることを正しく予測できたか否（すなわち、吸収された）かに求められる。

そこで、この大きなスプレッドを示したアンサンブル予報について、成層圏で惑星規模波が反射されたメンバー（反射集団）と、吸収されたメンバー（吸収集団）とに分けた合成解析を行い、その差を吟味することで、反射の前駆現象の特定を試みた。その結果、反射集団では、吸収集団に比べて、予報初期に、ヨーロッパ域およびユーラシア大陸上空において、成層圏へと上方伝播する惑星規模波の波活動度が、有意に小さいことが明らかになった。また、ヨーロッパ域上空に存在するブロッキングに伴う高気圧性偏差と、その下流域であるユーラシア大陸上空に存在する低気圧性偏差の持続性が小さいときに、上方伝播する惑星規模波の波活動度は小さい傾向にあることも示された。なお、総観規模の空間スケールを持つ予報初期の擾乱が、これら偏差の持続性や上方伝播する惑星規模波の波活動度に、重大な影響を与えていたことも確かめられた。

このように、本研究で解析した惑星規模波の反射現象は、対流圏における惑星規模波の波源が弱いことにより、生じたと考えられる。ただし、本研究で実施したアンサンブル予報では、成層圏領域における初期摂動の大きさが解析誤差よりもかなり小さいと考えられるため、この解析では、予報初期の成

層圏循環偏差の役割を過小評価している可能性がある。このため、この解析結果から、成層圏循環偏差が反射の重要な要因である可能性を排除することはできない。

さらに、反射集団では、成層圏で惑星規模波の反射が生じた時期に、対流圏で北米大陸上空の気圧の谷が発達し、また東太平洋-アラスカ域上空のブロッキングが西進していたことが示された。これより、成層圏での惑星規模波の反射は、それに伴う波活動度の下方伝播により、顕著で特徴的な対流圏循環偏差を形成することが明らかとなった。

## 謝 辞

本研究は、小寺邦彦氏（名大太陽地球環境研）・前田修平氏（気象庁気候情報課）との、実況監視中の議論をきっかけとして行われました。多くの貴重な示唆を頂けたことにお礼申し上げます。また、作図には地球流体電脳ライブラリを用いました。

なお、JSPS 科研費特別研究員奨励費 (14J03348) ・科研費基盤研究 B (26287115) の助成を受けた。

## 参考文献

- Ambaum, M. H. and Hoskins, B. J. (2002): The NAO troposphere-stratosphere connection. *J. Clim.*, Vol. 15, No. 14, pp. 1969-1978.
- Andrews, D., Holton, J. and Leovy, C. (1987): *Middle atmosphere dynamics*. Academic Press, 489 pp.
- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (1999): Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, Vol. 104, pp. 30937-30946.
- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (2001): Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, Vol. 294, pp. 581-584.
- Charlton, A. J. and Polvani, L. M. (2007): A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks. *J. Clim.*, Vol. 20, No. 3, pp. 449-469.
- Dee, D. P. and Coauthors (2011): The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, Vol. 137, pp. 553-597.
- Dunn-Sigouin, E. and Shaw, T. A. (2015): Comparing and contrasting extreme stratospheric events, including their coupling to the tropospheric circulation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, Vol. 120, pp. 1374-1390.
- Harnik, N. and Lindzen, R. S. (2001): The effect of

- reflecting surfaces on the vertical structure and variability of stratospheric planetary waves. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 58, No. 19, pp. 2872-2894.
- Harnik, N. (2009): Observed stratospheric downward reflection and its relation to upward pulses of wave activity, *J. Geophys. Res.*, Vol. 114, D08120.
- Haynes, P. H., Marks, C. J., McIntyre, M. E., Shepherd, T. G. and Shine, K. P. (1991): On the “downward control” of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 48, pp. 651-678.
- Hitchcock, P. and Simpson, I. R. (2014): The downward influence of stratospheric sudden warmings. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 71, pp. 3856-3876.
- Jadin, E. A. (2011): Stratospheric “wave hole” and interannual variations of the stratospheric circulation in late winter. *Natural Science*, Vol. 3, No. 4, pp. 259-267.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebata, A., Moriya, M., Onoda, H., Takahashi, K. (2015): The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 93, No. 1. pp. 5-48.
- 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.
- Kuroda, Y. and Kodera, K. (1999): Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the northern hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 26, No. 15, pp. 2375-2378.
- Kuroda, Y. (2010): High initial-time sensitivity of medium-range forecasting observed for a stratospheric sudden warming. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 37, L16804.
- Lait, L. R. (1994): An alternative form for potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 51, No. 12, pp. 1754-1759.
- Matthewman, N. J., Esler, J. G., Charlton-Perez, A. J. and Polvani, L. M. (2009): A new look at stratospheric sudden warmings. Part III: Polar vortex evolution and vertical structure. *J. Clim.*, Vol. 22, No. 6, pp. 1566-1585.
- Matsuno, T. (1970): Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 27, No. 6, pp. 871-883.
- Mitchell, D. M., Gray, L. J., Anstey, J., Baldwin, M. P. and Charlton-Perez, A. J. (2013): The influence of stratospheric vortex displacements and splits on surface climate. *J. Clim.*, Vol. 26, No. 8, pp. 2668-2682.
- 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.
- 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, No. 17, L17806.
- Mukougawa, H. and Hirooka, T. (2007): Predictability of the downward migration of the Northern Annular Mode: A case study for January 2003. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 85, pp. 861-870.
- Mukougawa, H., Hirooka, T. and Kuroda, Y. (2009): Influence of stratospheric circulation on the predictability of the tropospheric Northern Annular Mode. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 36, L08814.
- Nishii, K., Nakamura, H. and Miyasaka, T. (2009): Modulations in the planetary wave field induced by upward-propagating Rossby wave packets prior to stratospheric sudden warming events: A case study, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, Vol. 135, pp. 39-52.
- Nishii, K., Nakamura, H. and Orsolini, Y. J. (2011): Geographical dependence observed in blocking high influence on the stratospheric variability through enhancement and suppression of upward planetary-wave propagation. *J. Clim.*, Vol. 24, No. 24, pp. 6408-6423.
- Noguchi, S., Mukougawa, H., Hirooka, T., Taguchi, M. and Yoden, S. (2014): Month-to-month predictability variations of the winter-time stratospheric polar vortex in an operational one-month ensemble prediction system, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 92, No. 6. pp. 543-558.
- Perlwitz, J. and Graf, H. F. (2001): Troposphere-stratosphere dynamic coupling under strong and weak polar vortex conditions, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, No. 2, pp. 271-274.
- 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.

Perlwitz, J. and Harnik, N. (2004): Downward coupling between the stratosphere and troposphere: The relative roles of wave and zonal mean processes. *J. Clim.*, Vol. 17, No. 24, pp. 4902-4909.

Plumb, R. A. (1985): On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 42, No. 3, pp. 217-229.

Scott, R. K. and Polvani, L. M. (2004): Stratospheric control of upward wave flux near the tropopause. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, L02115.

Scott, R. K. and Polvani, L. M. (2006): Internal Variability of the Winter Stratosphere. Part I: Time-Independent Forcing. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 63, pp. 2758-2776.

Shaw, T. A., Perlwitz, J. and Harnik, N. (2010): Downward wave coupling between the stratosphere and troposphere: The importance of meridional wave guiding and comparison with zonal-mean coupling. *J. Clim.*, Vol. 23, No. 23, pp. 6365-6381.

Shaw, T. A. and Perlwitz, J. (2013): The Life Cycle of Northern Hemisphere Downward Wave Coupling between the Stratosphere and Troposphere. *J. Clim.*, Vol. 26, pp. 1745-1763.

Shaw, T. A., Perlwitz, J. and Weiner, O. (2014): Troposphere-stratosphere coupling: Links to North Atlantic weather and climate, including their representation in CMIP5 models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, Vol. 119, pp. 5864-5880.

Sigmond, M., Scinocca, J. F., Kharin, V. V. and Shepherd, T. G. (2013): Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings. *Nature Geoscience*, Vol. 6, No. 2, pp. 98-102.

Smith, K. L. and Kushner, P. J. (2012): Linear interference and the initiation of extratropical stratosphere-troposphere interactions. *J. Geophys. Res.*, Vol. 117, D13107.

Song, Y. and Robinson, W. A. (2004): Dynamical mechanisms for stratospheric influences on the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 61, pp. 1711-1725.

Toth, Z. and Kalnay, E. (1993): Ensemble forecasting at NMC: The generation of perturbations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, Vol. 74, pp. 2317-2330.

Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 109, No. 4, pp. 784-812.

Wittman, M. A. H., Charlton, A. J. and Polvani, L. M. (2007): The effect of lower stratospheric shear on

baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 64, pp. 479-496.

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.

Zyulyaeva, Y. A. and Zhadin, E. A. (2009): Analysis of three-dimensional Eliassen-Palm fluxes in the lower stratosphere, *Russian Meteorology and Hydrology*, Vol. 34, No. 8, pp. 483-490.

## 付 録

本研究で対象とした2014年2月の事例を特徴づけるため、JRA-55 再解析データ (Kobayashi et al., 2015) を用いて、56冬季 (1958-1959年から2013-2014年までの12月から3月) について、下部成層圏における波活動度鉛直伝播量の年々変動を調べた。

Fig. A1 に、15日移動平均を施した、高度 100 hPa における E-P フラックスの鉛直成分 (北緯 60 度以北での平均) の時系列を示す。赤線で示した 2013-2014年冬季は、1月下旬から2月上旬に  $2 \times 10^5 \text{ kg s}^{-2}$  程の大きな正の値を示した直後、2月中旬に  $-1 \times 10^5 \text{ kg s}^{-2}$  近くの大きな負の値を示しており、過去最低値を記録している。また、日平均値でも、2014年2月12日は歴代第3位の負の値を示しており (第1位は1990年3月24日、第2位は1995年2月13日)、この事例は過去最大級の下方向伝播を伴っていたと考えられる。

なお、黒線で示した1994-1995年冬季は、1995年2月に、2014年2月に次ぐ顕著な下方向伝播を示しているが、このイベントも2014年2月の事例と同じく、小昇温の直後に生起していた。

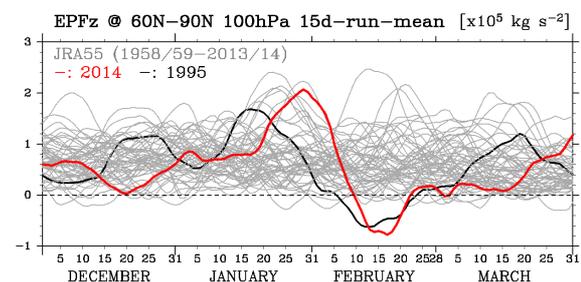


Fig. A1 Time evolution of the vertical component of E-P flux averaged northward of 60°N at 100 hPa during a period from 1 December to 31 March. Low-pass filtered (15-day-running mean) data are plotted from 1958 to 2014 by gray lines. Red and black line denote 2013-2014 winter and 1994-1995 winter, respectively.

(論文受理日 : 2015年6月11日)