

対流圏へ下方伝播する北極振動の予測可能性 —2003 年 1 月の事例解析—

向川 均・廣岡 俊彦*

* 九州大学大学院理学研究院

要 旨

2003 年 1 月に生じた波数 1 型の成層圏突然昇温現象 (SSW) に伴う北極振動 (Arctic Oscillation) シグナル (AO signature) の対流圏への下方伝播の予測可能性、及びその前駆現象を明らかにするために、気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果を用いて解析を行った。その結果、AO signature の予測可能性は、SSW のそれに比べてかなり低いことが示された。また、AO signature の下方伝播の予測には、対流圏上層における波数 2 の惑星規模波の振る舞いと帯状風分布を正しく再現することが重要であることが示唆された。これらの結果は、SSW 直後でも、対流圏循環に対する成層圏循環の変動の影響は限定的であることを示唆している。

キーワード： 予測可能性，北極振動，成層圏突然昇温，惑星規模波

1. はじめに

成層圏循環の変動が対流圏循環に及ぼす影響とその予測可能性を解明することは、対流圏循環の中長期予報の精度向上の観点から重要と考えられている。例えば、Baldwin et al. (2003) は、大気のもも主要な変動成分で極渦の強度変動に対応する、北極振動 (Arctic Oscillation; 以下 AO) の大気最下層 (1000hPa) におけるシグナルを予測するための統計的手法を提案している。この予測式では、大気の各気圧レベルにおける現在の AO シグナルを予測子として、10 日先から 40 日先までの一ヶ月間で平均した 1000hPa での AO シグナルを予測する。これは、Baldwin and Dunkerton (1999, 2001) が示した、AO シグナルが成層圏から対流圏へ約 2, 3 週間の時間スケールで下方伝播するという統計的性質に基づいている。実際、予測された AO シグナルの変動は、150hPa における AO シグナルを予測子とした場合には、1000hPa における AO シグナルを予測子とする場合よりも大きくなるため、彼らはこ

の統計的予測手法が AO シグナルの予測に有効であると主張している。しかしながら、AO シグナルが下方伝播するときの AO シグナルの予測可能性について、現業の予報モデル結果を用いて解析を行った研究は存在しない。さらに、AO シグナルの下方伝播の力学的メカニズム自体も明らかではないため、AO シグナルが実際に下方伝播する期間の大気力学場について詳細な解析を実施する必要がある。

一方、気象庁一ヶ月予報結果を用いた我々 (Mukougawa and Hirooka, 2004(以下, MH04); Mukougawa et al., 2005) の解析結果によると、成層圏突然昇温 (SSW) 発生期の成層圏循環変動は、少なくとも 2 週間以上、場合によっては一ヶ月以前より予測可能であることが示されている。この長い予測リードタイムは、対流圏から上方伝播する惑星規模波が持つ長い時間スケールに起因している。また、SSW の予測には、対流圏界面付近での帯状風分布を正しく予測することが重要であり、それは、圏界面付近の帯状風分布が惑星規模波の上方伝播特性に大きな影響を与えているためであることも明らかに

されている (Mukougawa et al., 2005)。一方, SSW 発生期の成層圏循環は大きな負の AO シグナルで特徴づけられるので, もし, AO シグナルの下方伝播の力学とその予測可能性を明らかにすることができれば, SSW 発生期における対流圏循環変動を, 2, 3 週間以前から予測することが可能になると考えられる。

そこで, 本研究では, 気象庁一ヶ月アンサンブル予報結果を用いて, SSW 発生直後に比較的明瞭な AO シグナルの下方伝播が観測された, 2003 年 1 月の大気循環場の力学と予測可能性について解析を行う。特に, 全アンサンブルメンバーを解析することで, AO シグナルの下方伝播の力学要因とその前駆現象について詳しく解析する。

2. データと解析方法

本研究では, 気象庁一ヶ月アンサンブル予報データを主として解析した。気象庁一ヶ月予報は, 水平解像度 T106, 鉛直層数 40 (モデル上端は 0.4hPa) の数値予報モデルをアンサンブル時間積分することにより得られている。このアンサンブル予報は毎週水曜と木曜の初期値を用いて実施される。ここでは, コントロールランと, BGM 法で生成された初期摂動を含む 12 摂動ランの全 13 メンバーについて解析を行った。予測結果は, 24 時間毎に 1000hPa から 1hPa までの 22 等圧面上での緯度経度 2.5 度格子点データとして気象庁より提供された。

一方, 同期間の実況データとして, 6 時間毎の 1000hPa から 0.4hPa までの 23 等圧面上での緯度経度 1.25 度格子点データとして提供された気象庁全球客観解析 (GANAL) データを用いた。

また, AO シグナル (以下 AO signature) は MH04 と同様に, 1985 年から 2001 年までの 12 時間毎の ECMWF 全球客観データセットを用いて, 北半球冬季 (11 月から 4 月) における 1000, 500, 50hPa 等圧面高度場の, 季節進行成分を取り除いた周期 10 日以上の変動成分に関する EOF 第一成分に, 日々の偏差場を射影することにより求めた。また, AO signature の符号は, 極渦の弱い状態が負の値を持つように決めた。

3. 結果

3.1 AO signature の下方伝播

まず, Fig. 1(上) に 2003 年 1 月の AO signature の時間-高度変動を示す。この図より, 2003 年 1 月中旬に SSW の発生に伴い, 成層圏極渦が弱まって

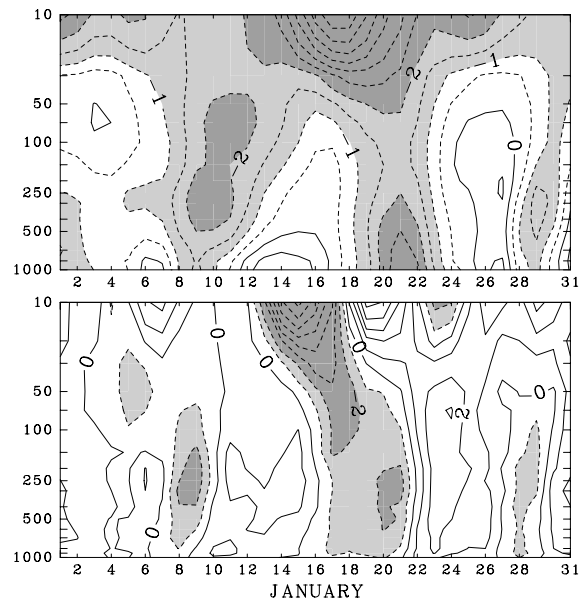


Fig. 1 Time-height (pressure) cross section of the observed AO signature in January 2003 (upper panel), and the observed zonal-mean zonal wind acceleration ($d\bar{u}/dt$) averaged over 50°N – 70°N in units of m/s/day (lower panel). Shaded lightly (heavily) are where values are smaller than -1 (-2).

いる様子が良く分かる。この SSW は波数 1 の惑星規模波の増幅によって生じていた (図省略)。また, SSW 発生直後の 1 月 17 日から 21 日にかけて, 成層圏から対流圏下層にまで, 負の AO signature が下方伝播していることが見て取れる。このような SSW 直後に発生する AO signature の明瞭な下方伝播は珍しく, 我々が解析を行った 2001 年冬季以降では唯一のものである。また, AO signature の下方伝播を力学的に表現するため, Fig. 1(下) に北緯 50-70 度で平均した帯状平均風加速度を示した。1 月 15 日前後の 10hPa 付近における東風加速は SSW に伴う波数 1 によるものであるが, 1 月 17 日から 1 月 20 日にかけて, AO signature の下方伝播と対応して, 東風加速領域が対流圏下層にまで広がっていく様子が示されている。また, より注意深く見ると, 成層圏中では, 東風加速領域は徐々に下方伝播しているが, 1 月 18 日以降に生ずる対流圏中での東風加速は, むしろ対流圏全体で同時期に発生している。

3.2 SSW と AO signature の予測可能性

次に, この期間における大気循環の予測可能性の変動を調べた。まず SSW の予測可能性を調べるため, Fig. 2 に北緯 80 度, 10hPa における帯状平均

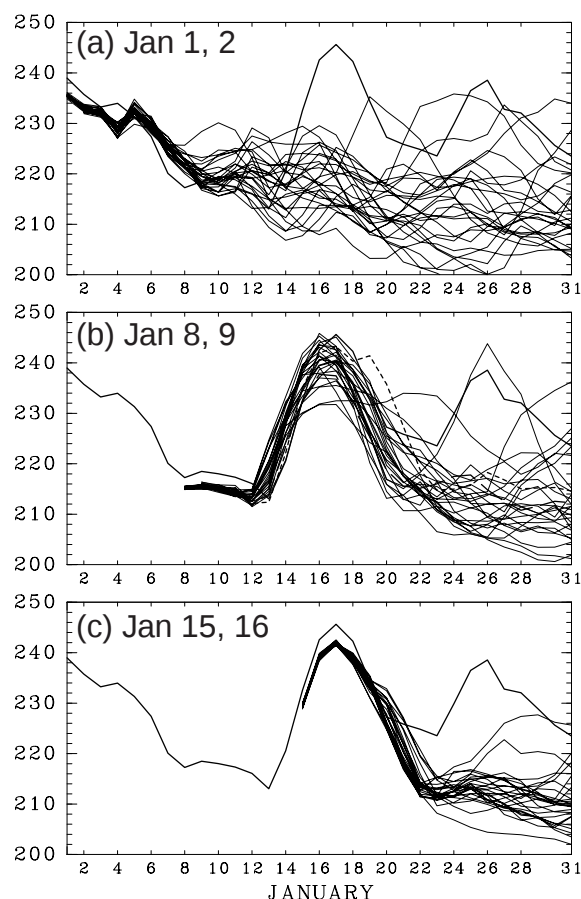


Fig. 2 Time variation of the zonal-mean temperature (K) at 80°N and 10hPa in January 2003 for the observation (thick solid lines) and the JMA ensemble forecasts (thin solid lines) starting from 1 and 2 January (a), 8 and 9 January (b), and 15 and 16 January 2003 (c). The dotted and broken lines in (b) denote run A and run B, respectively.

温度の解析値 (太実線) と予測値 (細実線) を示す。1月1日, 2日を初期値とする予測では, 気象庁一ヶ月予報はSSWの発生を全く予測していないが, 1週間後の8日, 9日を初期値とする予測では, 全てのメンバーがSSWの発生を予測している。その1週間後の15日, 16日を初期値とする場合にも, 全てのメンバーがSSWを正しく表現しており, メンバー間のスプレッドも極めて小さい。このことから, このSSWは, 約10日以前からその発生を予測できることが分かる。但し, Fig. 2a (Fig. 2b) では全てのメンバーがSSWの発生を予測していない (予測していた) ので, Mukougawa et al. (2005) と同様に, アンサンブルメンバー間の比較から, SSWの前駆現象を解析することは難しい。

AO signatureの予測可能性を調べるため, Fig. 3

に1000hPaにおけるAO signatureの解析値 (太実線) と予測値 (細実線) を示した。SSW発生以降に, 1000hPaでのAO signatureが極小となる1月21日前後に着目すると, SSWを全く予測できなかった1月1日, 2日を初期値とする予測 (Fig. 3a) では, AO signatureの予測値のスプレッドも極めて大きい。一方, SSWの発生を全てのメンバーがうまく予測した1月8日, 9日を初期値とする予測 (Fig. 3b) でも, AO signatureの予測値のスプレッドはやはり大きい。しかも, SSW直後であるにもかかわらず, いくつかのメンバーは正のAO signatureを予測している。このことは, Baldwin et al. (2003) が提唱したような線形回帰式を用いた統計的予測式では, この期間の大気下層のAO signatureの変動を予測することは難しいことが示唆される。さらに, 1週間後を初期値とする予測 (Fig. 3c) では, 全てのメンバーで, 1月21日前後にAO signatureが負の値を持つことは予測できてはいるが, メンバー間のスプレッドは依然として大きい。従って, SSW発生直後で成層圏に大きなAO signatureの負偏差が存在する期間でも, 大気下層のAO signatureの予測は難しいことが示唆される。

3.3 AO 下方伝播に関する解析 I

次に, SSWの予測は成功したにもかかわらず, SSW後のAO signature予測値の分散が大きい1月8日, 9日を初期値とする一ヶ月予報結果について詳しく吟味する。まず, AO signatureの変動を比較的うまく再現できたメンバー (Run A; Fig. 3bでの点線) と再現できなかったメンバー (Run B; Fig. 3bでの破線) を比較する。なお, Run A (Run B) が予測した1月21日のAO signatureの値は, 全てのメンバーの中で, 最も小さい (大きい)。

一方, 変形されたオイラー平均方程式系に基づく解析より, SSW減衰期である1月17日以降において, AO signatureの下方伝播に関連する, 北緯50度より極側での対流圏及び成層圏中の東風加速に最も大きく寄与するのは, 波数2のE-P fluxの収束であることが示された。そこで, Fig. 4では, 解析値 (Fig. 4a), 予測成功例のRun A (Fig. 4b), 予測失敗例のRun B (Fig. 4c) における帯状風加速 (左列) と波数2に伴うE-P fluxの収束発散 (右列) の時間-高度変動を示した。解析値 (Fig. 4a) では, 東風加速域が下方に移動するのに伴い, 1月18日頃を中心に成層圏下層での波数2に伴うE-P fluxの収束が顕著となる。また, 対流圏界面付近でも, 1月16日頃から成層圏での収束とは独立するように,

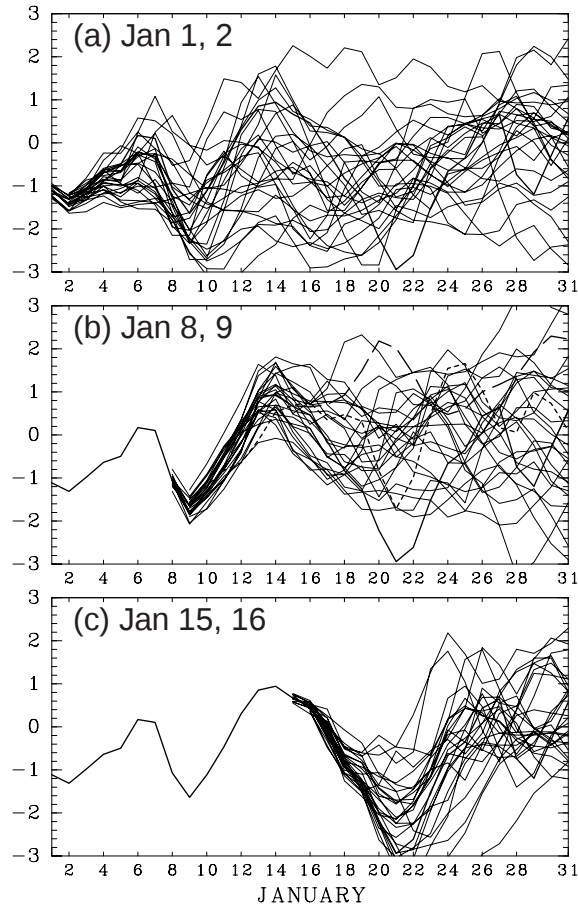


Fig. 3 As in Fig. 2, but for AO signature.

波数 2 に伴う E-P flux の収束が大きくなり、それは 1 月 24 日頃まで持続している。このことは、この時期に見られた AO signature の下方伝播は、成層圏と対流圏でほぼ同時に発生した波数 2 に伴う E-P flux の収束が原因であることを示唆している。

また、AO signature の下方伝播を比較的うまく再現した Run A (Fig. 4b) では、量的には小さいながらも、解析値と同様な波数 2 の E-P flux に伴う収束分布を再現している。しかし、AO signature の下方伝播をうまく再現できなかった Run B (Fig. 4c) では、成層圏中での波数 2 に伴う E-P flux の収束をうまく再現してはいるが、対流圏界面付近での収束は全く再現していない。このため、AO signature の下方伝播の予測には、対流圏界面付近における波数 2 の惑星規模波の振る舞いをうまく再現することが重要と考えられる。

そこで以下では、対流圏での東風加速が顕著になる 1 月 18 日から 20 日の 3 日間における波数 2 の振る舞いに注目して詳しい解析を行った。まず、この期間で平均した波数 2 の EP-flux と、その収束発

散を Fig. 5 に示す。解析値 (Fig. 5a) では、対流圏中での波数 2 の鉛直伝播は北緯 50 度付近が中心であり、それより極側の対流圏上部で強い収束が存在する。また、E-P flux の一部は、対流圏上部から成層圏下部にかけてやや極向きに伝播し、成層圏中部で収束している。Run A (Fig. 5b) では、波数 2 の波活動度は、解析値に比べやや小さく、その中心もやや極側にシフトしているが、解析値と同様に対流圏上部での収束は極めて顕著である。それに対し、AO signature の対流圏への下方伝播が見られなかった Run B (Fig. 5c) では、対流圏上層に波数 2 に伴う E-P flux の顕著な収束は存在しない。しかも、成層圏下部では、解析値や Run A とは逆に、赤道向きに伝播しており、対流圏上部から成層圏下部での波数 2 の再現性が良くないことが分かる。

次に波の伝播特性を詳しくみるため、Fig. 6 にこの時期における帯状風分布と、Fig. 7 に以下の式で定義される、帯状風 U に対する定在性の波数 $2(k=2)$ の屈折率の自乗 n^2 (Andrews et al., 1984; Lorenz and Hartmann, 2003):

$$n^2 = \frac{[q]_\phi}{U} - \left(\frac{k}{a \cos \phi} \right)^2 - \left(\frac{f}{2NH} \right)^2 \quad (1)$$

を示す。ここで、鉛直座標として対数気圧座標系 ($z = -H \ln(p/p_s)$) を用いている。また、 $[q]_\phi$ は

$$[q]_\phi = \frac{2\Omega}{a} \cos \phi - \frac{1}{a^2} \left\{ \frac{([U] \cos \phi)_\phi}{\cos \phi} \right\}_\phi + \frac{f^2}{N^2} \left((\ln N^2)_z + \frac{1}{H} \right) [U]_z - \frac{f^2}{N^2} [U]_{zz} \quad (2)$$

で定義される準地衝風渦位の南北微分であり、その他の記号に関しては慣例に従う。まず、帯状風分布を比較すると、解析値 (Fig. 6a) や Run A (Fig. 6b) に比べ、Run B (Fig. 6c) では高緯度の成層圏や対流圏に、比較的強い西風が存在している。また、亜熱帯ジェット気流はやや弱い、ジェットコアは極側に広がっている。一方、解析値や Run A では、緯度 60 度付近の対流圏界面付近に、風速の鉛直方向の極大域が存在する。

一方、屈折率の分布 (Fig. 7) で、成層圏よりも対流圏界面付近の違いがより明瞭である。確かに、Run B では成層圏で西風が強いことに伴い、波が伝播できない屈折率が負となる領域が中緯度域にやや大きく広がっている。しかし、成層圏で屈折率が負となる領域は、解析値や Run A でも同様に存在するため、この負の領域の存在が、波数 2 の波活動度の成層圏での南北伝播方向や対流圏界面付近での収束に大きな影響を及ぼすことは考えにくい。それに

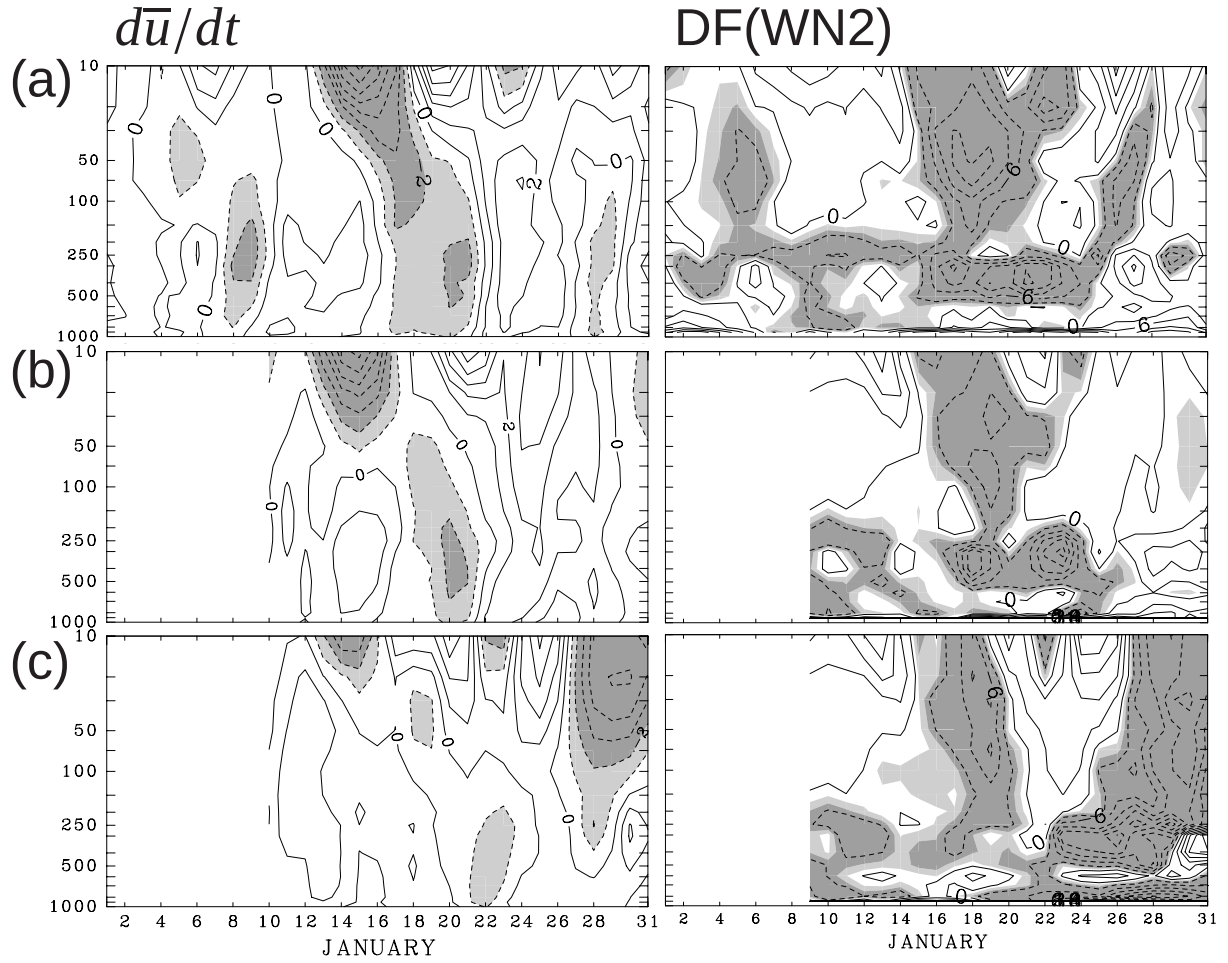


Fig. 4 Time-height(pressure) cross section for the zonal-mean zonal wind acceleration ($d\bar{u}/dt$) (left panels), and the zonal force per unit mass $(\rho_0 a \cos \phi)^{-1} \nabla \cdot \mathbf{F}$ associated with zonal wavenumber (WN) 2 EP-flux $\mathbf{F}$ (right panels) in January 2003, where ρ_0 is the basic density, a is the radius of the earth, and ϕ is the latitude. Both values are averaged over 50°N – 70°N and the unit is m/s/day. Shaded lightly (heavily) are where values are smaller than -1 (-2) m/s/day. (a) The observation, (b) Run A, and (c) Run B.

対し、対流圏上部の北緯 60 度付近における屈折率の分布には、次の様な明瞭な違いを見て取ることができる。すなわち、解析値 (Fig. 7a) と Run A (Fig. 7b) には明瞭な極大域が存在するが、Run B では極大域は明瞭ではない。さらに、式 (2) の右辺各項の大きさを調べると、解析値や Run A での対流圏界面付近における屈折率の極大域の形成には、その領域で帯状風が $U_{zz} < 0$ となるように分布することが最も大きく寄与していることが示される。このことは、Fig. 6 で、 U が圏界面付近で極大となることに対応している。また、Fig. 7 からは、解析値や Run A で、圏界面付近において屈折率が極大となる領域の存在と、そこでの E-P flux の極向きへの屈折とが良く対応している様子が見取れる。従って、対流圏上部及び成層圏下部における帯状風分布のわずかな違いが、この時期における波数 2 の伝播

特性に大きな影響を与えていることが示唆される。

一方、Fig. 8 に示した、この時期の 500hPa 等圧面高度分布にも、解析値及び Run A と、Run B との間に大きな違いを見て取ることができる。解析値 (Fig. 8a) 及び Run A (Fig. 8b) ではアラスカ上空に顕著なブロッキング高気圧が存在するが、Run B (Fig. 8c) ではブロッキング高気圧は既に下流側にエネルギーを放射し減衰してしまっている。すなわち、Run B では、ブロッキング高気圧の持続性をうまく再現していない。また、解析値や Run A では、このブロッキング高気圧がアラスカから北極海上空へと北西に進行する傾向が見られる。このブロッキング高気圧の北西進が、負の AO signature に対応しているとも考えられる。さらに、解析値と Run A では、アラスカ上空のブロッキング高気圧と、その南側の北太平洋上空に位置する低圧部の軸は北西か

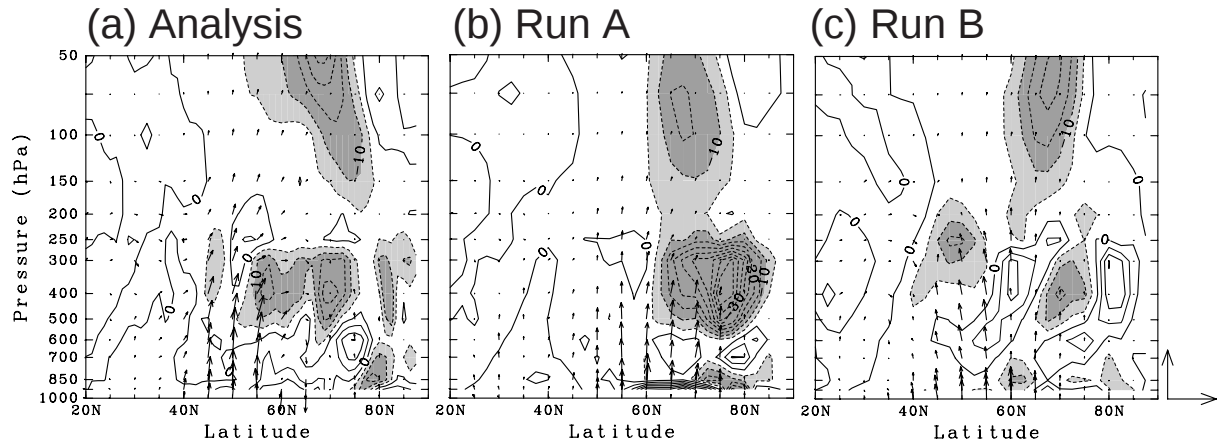


Fig. 5 Latitude-height cross sections for time-averaged E-P fluxes of WN 2 (arrow) F in unit of kg s^{-2} , and the associated zonal force per unit mass $(\rho_0 a \cos \phi)^{-1} \nabla \cdot F$ (contours) in unit of m/s/day averaged over 18–20 January 2003. (a) The observation, (b) Run A, and (c) Run B. Arrows in the right bottom correspond to $(4.0 \times 10^8, 1.5 \times 10^6)$ (kg s^{-2}). Shaded lightly (heavily) are where values are smaller than -5 (-10) m/s/day .

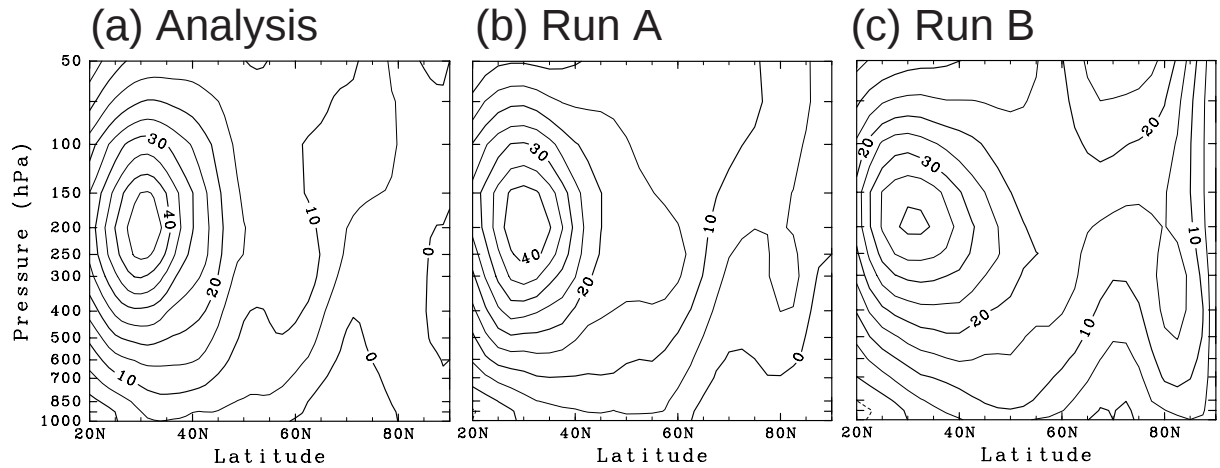


Fig. 6 As in Fig. 5, but for the zonal-mean zonal wind (m/s)

ら南東に傾いた構造を持つ。この軸の傾きが、Fig. 7 で示された波数 2 の極向き伝播と対応している。一方、Run B では、波数 2 の存在は明瞭ではあるが、その軸は北太平洋東部で逆に北東から南西に傾き、E-P flux は赤道向きに伝播する傾向を持つ。3 次元 E-P flux (Plumb, 1985) を用いた解析でも同様の結論を得ることができる (図省略)。但し、Fig. 8 で示されたブロッキング高気圧と、Fig. 7 で示された屈折率の極大域や帯状風速の鉛直分布との関連に関しては、さらに詳しく解析する必要がある。

3.4 AO 下方伝播に関する解析 II

ここでは、1 月 8 日、9 日を初期値とする全 26 個のアンサンブルメンバーを解析することにより、

Run A と Run B との比較から得られた前節での結果の有意性を議論する。このため、1 月 21 日における大気下層における AO signature の予測値と、各力学場の予測値との相関解析を実施する。

まず Fig. 9a に、Figs. 5–8 で示した期間と同じ 1 月 18 日から 1 月 20 日の 3 日間で平均した、1 月 8 日、9 日を初期値とする全アンサンブルメンバーの帯状風と波数 2 の E-P flux 予測値のアンサンブル平均を示す。アンサンブル平均では、対流圏と成層圏の極域に比較的強い西風が存在し、この分布は AO の下方伝播の予測に失敗した Run B (Fig. 6c) に近い。また、E-P flux の極向き伝播傾向も解析値 (Fig. 5a) に比べかなり弱い。一方、Fig. 9b に、1 月 21 日の 1000hPa における AO signature 予測値と関連す

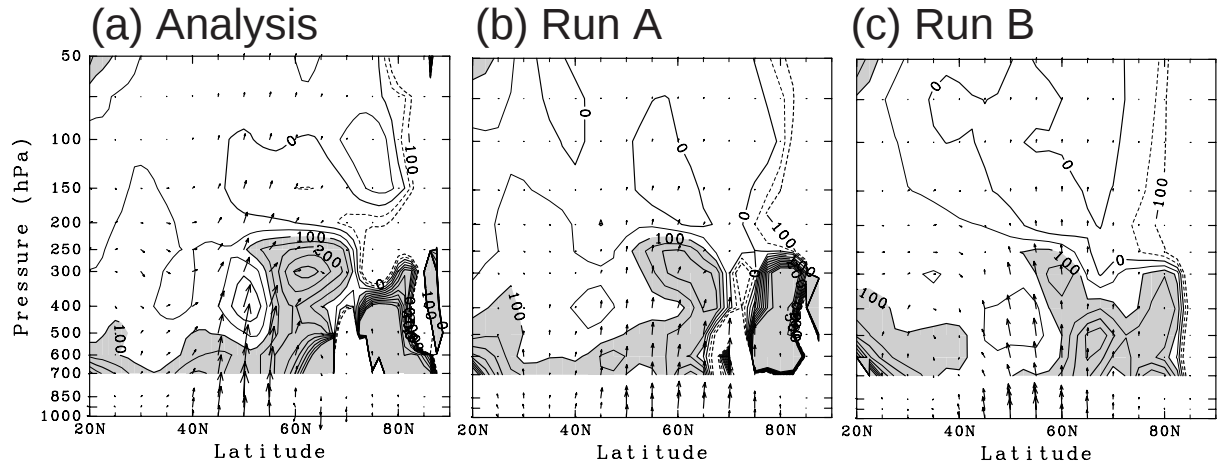


Fig. 7 As in Fig. 5, but for time-averaged E-P fluxes of WN 2 (arrow) (kg s^{-2}), and refractive index squared n^2 in Eq. (1) for the stationary WN 2 component multiplied by the square radius of the earth. Values larger than 100 are shaded, and contours with values larger than 500 or smaller than -100 are omitted.

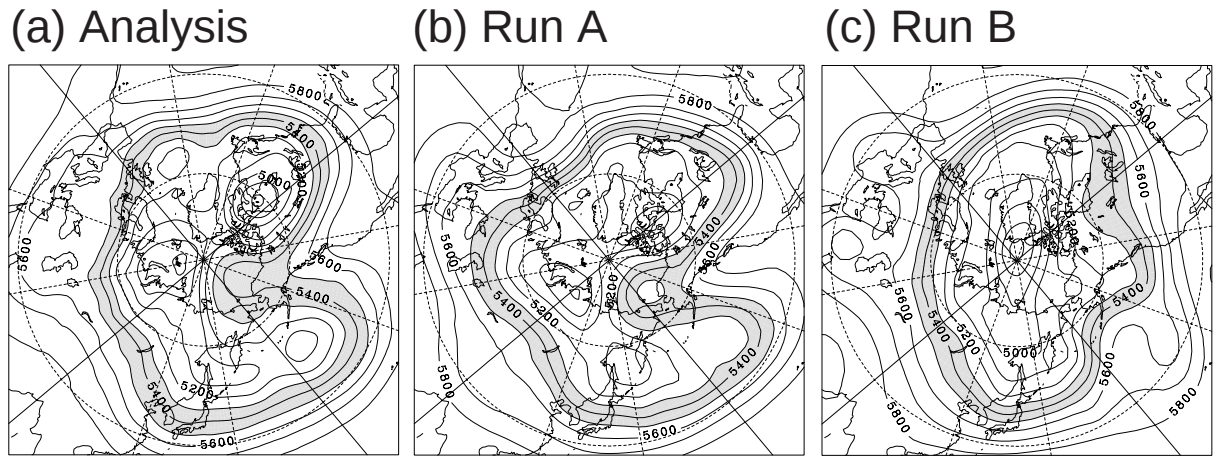


Fig. 8 The 3-day mean geopotential height fields at 500 hPa during 18–20 January 2003. Values with 5300–5500 m are shaded.

る, 同じ期間における帯状風と E-P flux の偏差場を示す。ここで偏差場はアンサンブル平均からの差として定義した。また, 図では, AO signature 予測偏差が $(-1) \times$ 標準偏差となるときに対応する値を示している。この図から, 1 月 21 日の AO signature 予測値が負偏差の場合には, 1 月 18 日から 1 月 20 日には, 北緯 60 度付近で有意な東風偏差と, 亜熱帯ジェット領域で有意な西風偏差が存在することが分かる。また, 対流圏中での波数 2 の活動度も有意に大きく, 北緯 50 度付近を極向きかつ上向きに伝播しやすい傾向があることが見て取れる。この波活動度の偏差場は, 高緯度域の 50hPa 付近と対流圏界面付近で, E-P flux の大きな収束を伴い (Fig. 9c), そこでの西風減速を引き起している。また, 対流圏

上部での E-P flux の収束域と成層圏におけるそれとは連続していないことから, AO が成層圏から対流圏へ連続的に下方伝播するという描像は必ずしも正しいとは限らないことを示唆している。

最後に, Fig. 9b で示される帯状風偏差が波数 2 の伝播特性に与える影響を評価するため, Fig. 10 に定在性の波数 2 に対する屈折率の分布を示す。Figure 10a は, Fig. 9a で示されたアンサンブル平均した帯状風分布, Fig. 10b (Fig. 10c) は, Fig. 9a のアンサンブル平均に Fig. 9b の帯状風偏差を加えた (差し引いた) 帯状風分布を与えた場合の屈折率 (式 (1)) の分布を示す。この図より, Fig. 9b の偏差場を与えると, 対流圏上部の高緯度域で屈折率が大きくなり, 波数 2 の極向き伝播が促進される傾向にあ

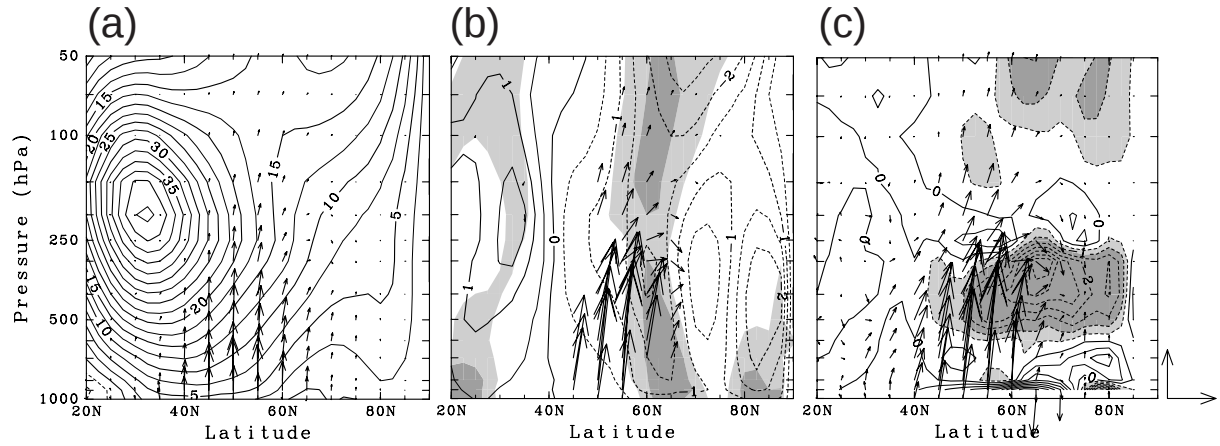


Fig. 9 (a) Ensemble average of the predicted zonal-mean zonal wind (contours) (m/s) along with WN 2 E-P flux vectors (arrows) (kg s^{-2}) averaged over 18–20 January 2003. The forecasts are starting from 8 and 9 January 2003. The magnitude of the vector is multiplied by 0.1. (b) As in (a), but for regressed anomaly of the predicted 3-day mean zonal wind (contours) (m/s) during 18–20 January upon the predicted 1000-hPa AO signature on 21 January using all ensemble forecasts starting from 8 and 9 January. The anomaly is defined as the departure from the ensemble average. The sign of the regressed pattern is reversed so as to show the negative AO signature condition. The light (heavy) shades indicate regions where the statistical significance of the anomaly exceeds 95 (99) %. The regressed WN 2 E-P flux anomalies $\mathbf{F}$ (kg s^{-2}) of which vertical components are significant at the 95% level are also shown. (c) As in (b), but for the zonal force per unit mass associated with $\mathbf{F}$ in (b) in units of m/s/day. Contour interval is 0.5 m/s/day, and values larger than 0.5 (1.0) are lightly (heavily) shaded. Arrows in the right bottom correspond to $(2.0 \times 10^7, 5.4 \times 10^4)$ (kg s^{-2}).

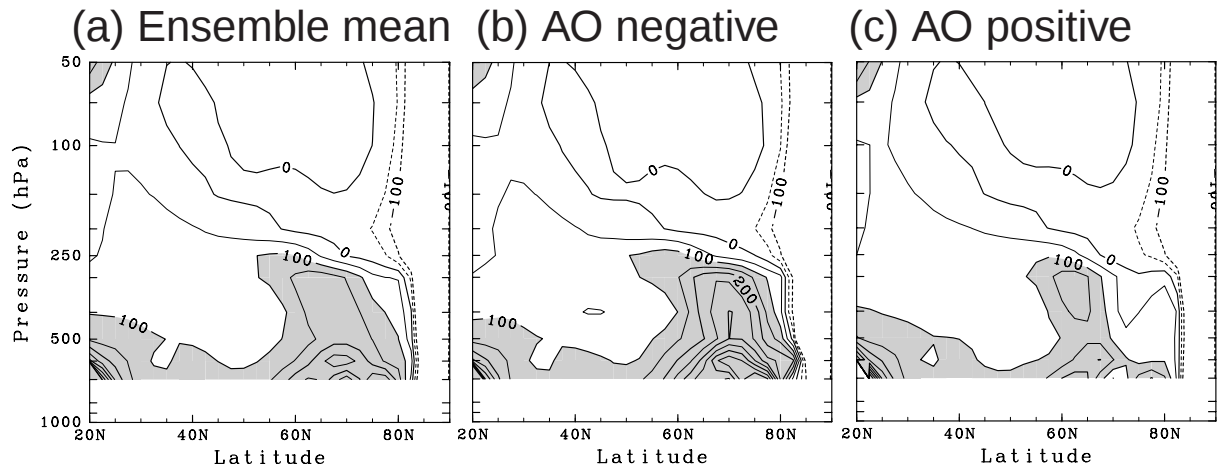


Fig. 10 Refractive index squared n^2 of the stationary WN 2 component multiplied by the square radius of the earth. The prescribed profile of the zonal-mean zonal wind in (a) is the ensemble mean shown in Fig. 9a, and that in (b) [(c)] is composed of Fig. 9a and the anomaly shown in Fig. 9b with the same (opposite) polarity. Values larger than 100 are shaded, and contours with values larger than 500 or smaller than -100 are omitted.

ることが分かる。一方、成層圏の偏差場は、アンサンブル平均値に比べ小さく、屈折率に有意な影響を与えない。従ってこの解析からも、対流圏界面付近の帯状風分布が、この時期における波数2の伝播特性に大きな影響を与えていることが示唆される。また、式(2)を用いた解析により、Fig. 7で得られた

結論と同様に、対流圏界面付近における U_{zz} の偏差が屈折率偏差に大きな影響を与えていることが示される。

4. まとめ

2003 年 1 月に生じた成層圏突然昇温現象 (SSW) に伴う北極振動シグナル (AO signature) の下方伝播の力学要因と、予測可能性、及びその前駆現象を明らかにするため、気象庁一ヶ月予報モデル結果の解析を行った。

まず、変形された Euler 平均方程式に基づく解析によって、この AO signature の下方伝播は、波数 1 型の SSW の最盛期以降に、対流圏から上方伝播した波数 2 に伴う E-P flux の収束が主要な役割を果たしていることが明らかになった。また、気象庁一ヶ月予報で SSW の発生をうまく予測していたメンバー全てが、それに引き続いて生じた AO signature の下方伝播をうまく再現しているとは限らないことも示された。従って、Baldwin et al. (2003) による、成層圏における AO signature を予測子とする大気下層の AO signature の統計的予測手法は、この AO signature の下方伝播の予測には有効ではないことが示唆される。

また、AO signature の下方伝播を予測するには、対流圏から成層圏へと極向き上方に伝播する波数 2 の振る舞いの再現が重要であることが示された。この波数 2 の伝播には、SSW と直接関連する成層圏中部における帯状風分布よりも、むしろ対流圏界面付近における帯状風分布が大きな影響を与えていることが、屈折率の解析から示された。さらに、AO signature の下方伝播のより詳しい解析から、成層圏における波数 2 に伴う E-P flux の収束と、対流圏におけるそれとは、ほぼ同じ時期に発生していたことが示された。一方、この時期における対流圏での AO signature の負偏差の増大は、アラスカ上空のブロッキング高気圧が徐々に北極海へ北西進することに対応していた。従って、これらの結果は、AO signature が下方伝播する時期においても、対流圏循環の変動に対する成層圏循環の影響は極めて限定的であることを示唆している。

謝 辞

データを提供して頂いた、気象庁数値予報課ならびに気候情報課の皆様へ深く感謝する。図の作成には地球流体電脳ライブラリを用いた。本研究は、京都大学防災研究所一般共同研究 15G-C1 の研究成果の一部である。

参考文献

- Andrews, D. G., Holton, J. R. and Leovy, C. B. (1987): *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press. pp. 489.
- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (1999): Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. of Geophys. Res.*, **104**, 30937–30946.
- Baldwin, M. P. and Dunkerton, T. J. (2001): Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584.
- Baldwin, M. P., Stephenson, D. B., Thompson, D. W. J., Dunkerton, T. J., Charlton, A. J. and O’Neil, A. (2003): Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science*, **301**, 636–640.
- Lorenz, D. J. and Hartmann, D. L. (2003): Eddy-zonal flow feedback in the Northern Hemisphere winter. *J. Clim.*, **16**, 1212–1227.
- Mukougawa, H. and Hirooka, T. (2004): Predictability of stratospheric sudden warming: A case study for 1998/99 winter. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1764–1776.
- Mukougawa, H., Sakai, H. and Hirooka, T. (2005): High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming. Submitted to *Geophys. Res. Lett.*
- Plumb, R. A. (1985): On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217–229.

Predictability of Downward Migration of Arctic Oscillation: Case Study for January 2003

Hitoshi MUKOUGAWA and Toshihiko HIROOKA*

* Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University

Synopsis

Predictability and precursor of a downward migration event of Arctic Oscillation (AO) signature following a stratospheric sudden warming (SSW) occurring in January 2003 are examined using the operational one-month ensemble forecast data set provided by Japan Meteorological Agency(JMA). It is found that the tropospheric AO signature has much limited predictability compared with the SSW. The downward migration of the AO signature is caused by the EP-flux convergence associated with zonal wavenumber (WN) 2 planetary waves at the tropopause level, of which propagating property is much affected by the zonal-mean zonal winds there. Our results suggest that even large changes in stratospheric circulation associated with SSW events have only limited effects on the troposphere.

Keywords : predictability, Arctic Oscillation, stratospheric sudden warming, planetary waves