

# 真冬の北極振動的な循環の前兆として 観測される惑星波活動の変化

高谷康太郎 (地球フロンティア)

中村尚 (東大・理 / 地球フロンティア)

## 1. はじめに

中高緯度域における成層圏と対流圏の力学的な結合についての研究には長い歴史がある。そこでは、突然昇温のような成層圏の循環変動は、対流圏の循環変動の影響下にあると考えられてきた (Charney and Drazin 1961; Matsuno 1971)。最近になって、逆に成層圏の循環偏差が地表付近の天候や気候に影響を及ぼしているのではないかという研究結果が発表されている (Baldwin and Dunkerton 1999, 2001; Kodera and Koide 1997; Kodera *et al.* 1999 等)。これらの対流圏/成層圏循環の力学的な結合は、所謂、北極振動 (Arctic Oscillation、以下 AO; Thompson and Wallace; 1998) や北半球環状モード (Northern Hemisphere annular mode, Thompson and Wallace; 2000) と呼ばれるような特徴的な循環偏差に伴うものとして議論されることが多い。AO または環状モードは、北半球中高緯度域の海面気圧 (SLP) 偏差の経験直交関数 (EOF) の第一モードで定義されるもので、その強い東西一様な水平分布かつ地表から成層圏まで及び鉛直方向に深い構造に特徴がある。いくつかの研究では、まず成層圏に AO に似た東西一様な循環偏差が現れ、それが徐々に下層に拡大していった対流圏については地表の循環に影響を及ぼすと指摘されている (Baldwin and Dunkerton 1999, 2001; Polvani and Kushner 2002; Kushner and Polvani 2004; Song and Robinson 2004; Thompson *et al.* 2006)。

ところで、この AO に伴う成層圏・対流圏結合の研究にあたっては、惑星波の対流圏からの上向き伝播と成層圏の極渦との相互作用を考えることが一つのポイントとなる。いくつかの研究では、まず成層圏に現れる AO 的な循環の形成には、対流圏からの惑星波上向き伝播の異常が前兆として重要であると指摘されている。例えば、Polvani and Waugh (2004) は、下部成層圏 100-hPa において東西平均した日々の極向き熱輸送を惑星波の上向き伝播の指標として計算し、10-hPa での北極振動の出現と、その直前 40 日間累積した極向き熱輸送とが良い相関にあることを示した。また、Reichler *et al.* (2005) は数値実験により、対流圏の北緯 60 度を中心に与えた東西波数 1 のパルス的な惑星波の上向き伝播強制が成層圏の極渦の弱化につながることを示した。一方、Kuroda and Kodera (1999) は観測データの解析により、成層圏の AO 的な循環の出現の一ヶ月程度前には惑星波上向き伝播の強化または弱化が見られること、そしてその上向き伝播変動はユーラシア大陸上を中心に見られることを示した。

この研究では、観測データの合成図解析により、真冬の AO 的な循環の前兆現象のより詳細な解析を行う。我々の主な目的は、前兆現象として現れる循環偏差がどのように惑星波の上向き伝播を変調するのか、そしてその循環偏差の地理的な依存性はどのようなもの

かを調査することである。なお、本要旨の内容は、Takaya and Nakamura (2008) のものを基としている。

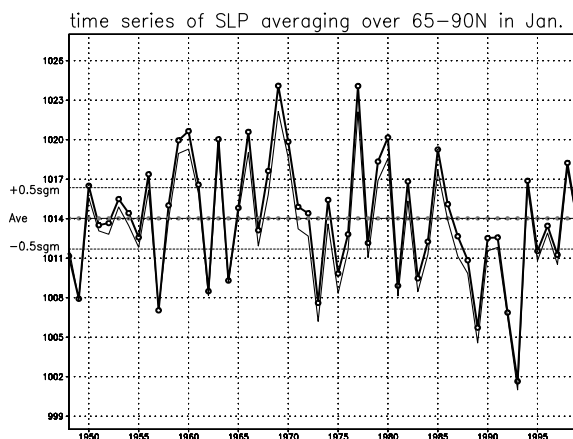


図 1: Trenberth の月平均 SLP データを用いて計算した、1月の北極域 (65N° 以北) 領域平均 SLP の 1948-99 年の時系列 (太い折線)。丸点付きの横線は、1948-99 年の平均値、また破線はそれぞれ平均から  $+0.5\sigma$  または  $-0.5\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差) の値。細い折線は同様の時系列を NCEP/NCAR 再解析データを用いて計算したもの。縦軸の単位は hPa。Takaya and Nakamura (2008) から引用。

## 2. データ

用いたデータは、1948-1999 年の NCEP/NCAR 再解析データ (Kalnay *et al.* 1996) 及び Trenberth の月平均 SLP データ (Trenberth and Paolino, 1980) である。成層圏・対流圏結合の研究では、しばしば AO の時系列インデックスが用いられる。しかし、統計手法である EOF で得られた AO が力学的に意味のあるものかという議論 (Deser 2000; Ambaum *et al.* 2001; Honda and Nakamura 2001; Itoh 2002; Itoh *et al.* 2007) を鑑み、ここでは、北緯 65 度以北の北極域で領域平均した 1 月の SLP 偏差でもって AO 的な循環を定義することとした (なお、AO インデックスを用いて以下の解析を行っても結果は殆んど変わらない)。

図 1 は、Trenberth の月平均 SLP データを用いて上記の様に定義した 1 月の北極域領域平均 SLP 偏差の時系列である。この時系列から、変動が  $+0.5\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差) を上回った (すなわち高気圧性偏差が見られる) 年の 1 月、及び  $-0.5\sigma$  を下回った (すなわち低気圧性偏差が見られる) 年の 1 月を、それぞれ AC 年 (Anticyclonic Circulation; 17 年) と CC 年 (Cyclonic Circulation; 15 年) と各々定義し、合成図解析を行った。なお、Yang *et al.* (2002) が指摘したように、NCEP/NCAR 再解析データの地表付近の変数の質は、特に 1968 年以前のユーラシア大陸で問題がある可能性がある。しかし、図 1 にも明らかなように、NCEP/NCAR 再解析データを用いて同様に 1 月の北極域平均 SLP 偏差の時系列を計算しても、わずかなバイアスは見られるものの、Trenberth の SLP による時系列とほとんど一致している事が確認できる。よって、以下掲載する図も NCEP/NCAR 再解析データを用いて計算する。

以下、合成図解析における「偏差」とは、AC 年または CC 年で合成したトータルの (各月) 循環場と (各月の) 52 年平均した気候値からのずれを指す。また、各月の気候値の東西

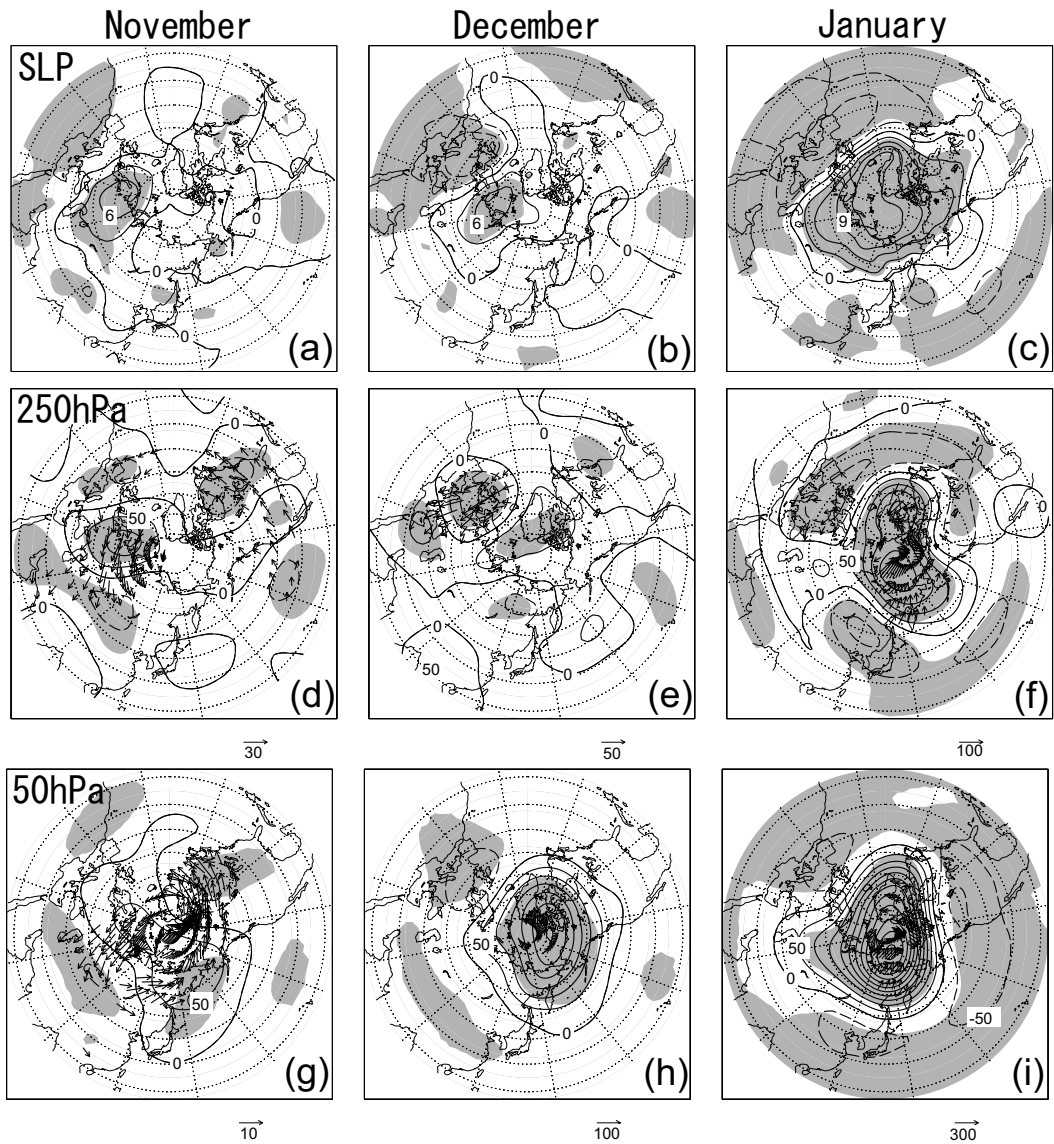


図 2: 1月の AO 的循環に伴って見られる、11月から1月にかけての合成高度場 (または SLP) 偏差の時間発展。等値線は、AC 年の合成高度場から CC 年のそれを差し引いた (すなわち AC 年 - CC 年) 高度場 (または SLP) 偏差を表わす。AC 年または CC 年の 1 月は図 1 をもとに選ばれている (詳しくは本文参照のこと)。等値線の間隔はそれぞれ SLP 偏差 (a-c) では 3-hPa 毎、250-hPa(d-f) 及び 50-hPa(g-i) の高度場偏差では 50-m 毎 (それぞれ破線が負の値)。左列 (a, d, g)、中列 (b, e, h) 及び右列 (c, f, i) はそれぞれ 11 月、12 月、1 月に見られる合成図偏差を示す。影は、90% の信頼区間で統計的に有意な領域。合成図高度場偏差のパネル (d-i) の矢印は、Takaya and Nakamura (1997, 2001) によって定義された「波の活動度フラックス」。スケール (単位  $m^2 s^{-2}$ ) はそれぞれのパネルの右下に示してある。Takaya and Nakamura (2008) から引用。

平均した場を各月の「気候値東西平均基本場」と呼ぶ。また、気候値から気候値東西平均基本場を引いたものを「気候値惑星波」、AC年またはCC年で合成したトータルの循環場から気候値東西平均基本場を差し引いたものをAC年またはCC年惑星波とそれぞれ呼ぶこととする。

### 3. 結果

ここでは、1月にAO的循環が見られるとき、晩秋(11月)から真冬(1月)に至るまでの時間発展を合成図解析により調査し、AO的循環の前兆を特定することを目的とする。前節で説明した方法で選び出した1月及びその直前の月(11~12月)に見られるSLP及び高度場の合成図偏差を図2に示す。ここで示されているのは、AC年に関する合成図とCC年に関するそれとの差(AC-CC)である。1月のSLP偏差の場を見ると(図2c)、統計的に有意な高気圧性偏差が北極域全体を覆っていることが分かる。対流圏上層(図2f)や下部成層圏(図2i)では、極域に高気圧性偏差、中緯度域に低気圧性偏差という、東西一様な構造が顕著である。これら三次元的な構造の全体は、Thompson and Wallace (1998)で指摘されたAOの構造と極めて似ている。

一方、2ヶ月前の11月におけるラグ合成図に見られる偏差の構造には、AO的な特徴は殆んど見られない。むしろ、250-hPaの高度場偏差(図2d)に見られるのは、ユーラシア大陸上での波列状の構造である。東西非一様な基本場中の定常ロスビー波の伝播を表現するTakaya and Nakamura (1997; 2001)で定義された「波の活動度フラックス」の分布を見ると、スカンジナビア半島付近から南東方向への波束伝播が顕著である。11月のSLP偏差場(図2a)や下部成層圏高度場偏差場(図2g)にもAO的な特徴はほとんど見られない。

ユーラシア大陸上に見られるこの波束は等価順圧的な構造を持つ(図3)。図3の東西鉛直断面図には、北緯50度から70度まで南北方向に平均した高度場(等値線)及び温度場偏差(影)をそれぞれ示している。ユーラシア大陸上(30-120E)では、AC年及びCC年共に高度場偏差はその極大または極小値を圏界面付近に持つ。一方その高度場偏差極大(極小)の上層及び下層にそれぞれ逆の符号の温度偏差が分布している(図3)。このことから、ユーラシア大陸上の波列は等価順圧な構造を持つ外部ロスビー波であると解釈できる。

なお、11月の循環偏差場には、北東太平洋から北米大陸を経て北西大西洋にかけての領域にも、弱いながら他の波束伝播が見られる(図2d)。しかし、この北米大陸上を中心とする波束伝播は、AO的循環の形成に特に大きな役割を果たしていないことを確認している(図省略、Takaya and Nakamura 2008 参照)。

ラグ合成図の12月の分布をみると、下部成層圏には東西一様性の高い高度場偏差が出現していることが分かる(図2h)。一方、対流圏にはそのようなAO的循環は観測されず(図2b及び2e)、むしろ波列状の構造の方がより目立つ。この12月に見られる下部成層圏のAO的循環が徐々に下層に拡大し、1月の深いAO的構造の形成につながるものと考えられる。12月から1月にかけての偏差の時間発展の時間スケールは、先行研究の結果とも整合的である(例: Baldwin and Dunkerton 1999, 2001; Polvani and Kushner 2002; Kushner and Polvani 2004; Song and Robinson 2004; Thompson *et al.* 2006)。

ここまで、1月に見られる対流圏から成層圏まで広がる深いAO的構造の形成に先立つ12月には成層圏にAO的循環が出現すること、その成層圏のAO的循環に先立つ11月の循環場にはユーラシア大陸上の波列状の偏差が卓越することを示した。以下では、この11

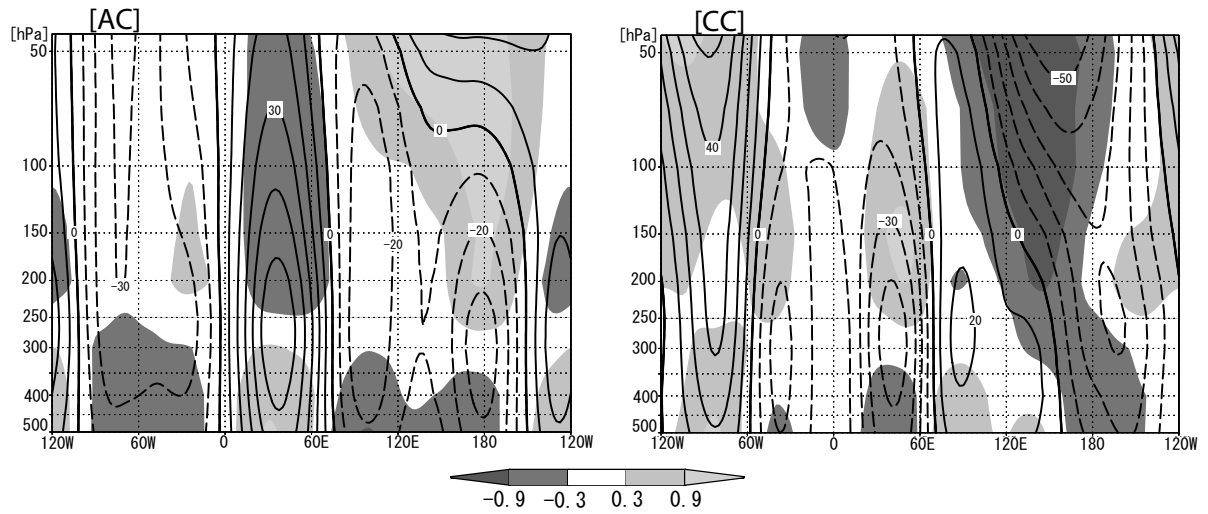


図 3: 1月の AO 的構造の前兆として、11月に観測される合成高度場偏差 (等値線) 及び温度場偏差 (影) の 500~50-hPa の東西鉛直断面図。AC 年 11 月 (左) と CC 年 11 月 (右)。それぞれ、50~70N で南北方向に平均している。高度場偏差の等値線間隔は 10-m 毎で破線が負の値。温度場偏差の影の間隔 (単位 K) はパネルの下に示してある。Takaya and Nakamura (2008) から引用。

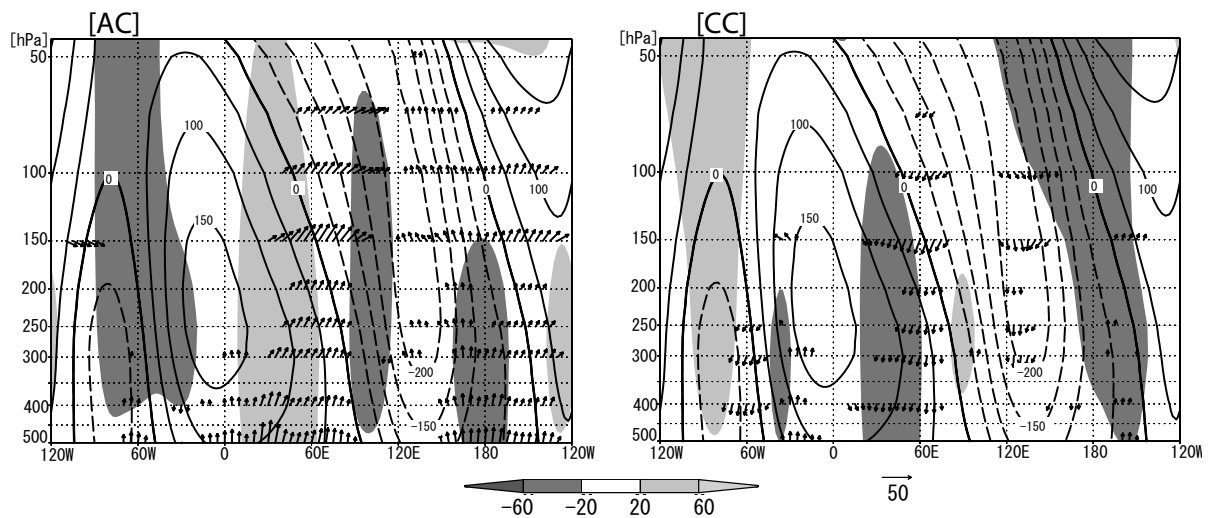


図 4: 図 3 と同様、ただし AC 年 11 月 (左) と CC 年 11 月 (右) の合成高度場偏差 (影、間隔はパネルの下、単位 m) と、11 月の気候値惑星波に伴う高度場分布 (等値線、50-m 毎で破線は負の値)。矢印は AC 年及び CC 年惑星波の東西及び鉛直方向の波束伝播の気候値からのずれを表わす。上向きの矢印は気候値惑星波より強い上方伝播を示す。矢印のスケリングはパネルの下に与えられており、単位は東西方向に  $m^2 s^{-2}$ 、鉛直方向に  $0.01 \times Pa m s^{-2}$ 。150-hPa を含むより上層では矢印のスケールを 10 倍してある。また、絶対値の小さな矢印は省略している。Takaya and Nakamura (2008) から引用。

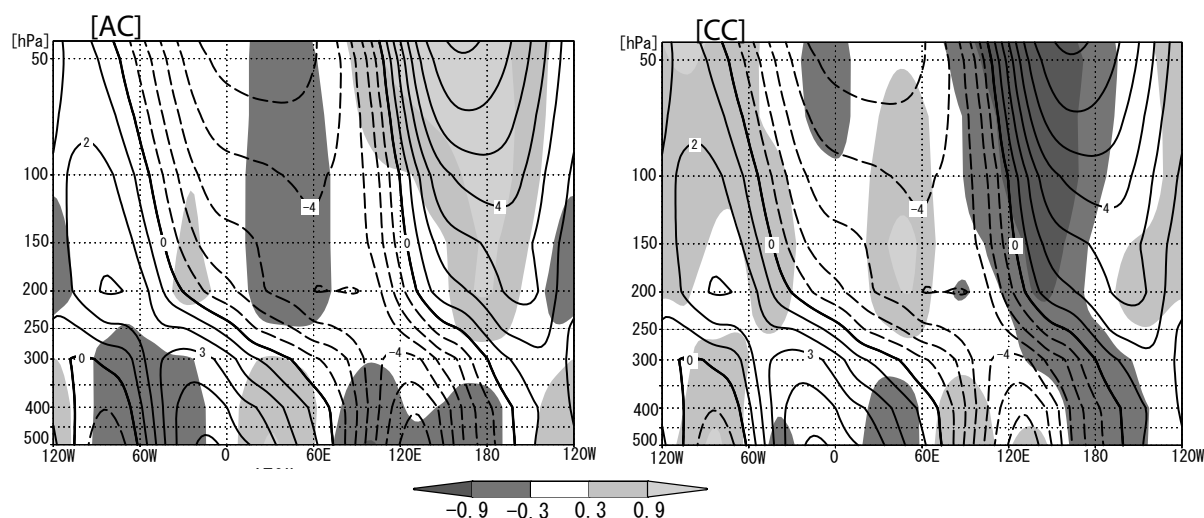


図 5: 図 3 と同様、ただし AC 年 11 月 (左) と CC 年 11 月 (右) の合成温度場偏差 (影、間隔はパネルの下、単位 K) と、11 月の気候値惑星波に伴う温度場分布 (等値線、1-K 毎で破線は負の値)。Takaya and Nakamura (2008) から引用。

月に見られる波列状偏差が如何にして 12 月の成層圏 AO 的循環につながるかを示す。ここでは、惑星波の上向き伝播の変調が重要となる。図 4 及び 5 の等値線の分布は、気候値惑星波に伴って観測される、それぞれ高度場分布と温度場分布である。そこには気候値惑星波の傾圧的構造が明らかである。すなわち、気候値惑星波の高度場分布は上層になるにつれ西へ傾いている (図 4)。またこれは、気候値惑星波が上方へ波束伝播している事も示している。一方、図 4 には、Plumb(1985) によって定義された「波の活動度フラックス」の平年からの偏差を描画している。Plumb(1985) の「波の活動度フラックス」は、東西一様な基本場中の定常ロスビー波の伝播を表現するもので、惑星波の伝播の表現に適している。よって、図 4 のフラックスは AC 年または CC 年惑星波の波束伝播の平年からのずれを示していることとなる。これをみると、AC 年 (CC 年) ではユーラシア大陸上を中心に惑星波の上向き伝播が平年より強化 (弱化的) されている。このユーラシア大陸を中心とした惑星波の上向き伝播の強化 (弱化的) は極渦を弱める (強める) 方向に働くため、次の月 (12 月) に見られる成層圏の AO 的循環につながると解釈することができる。

この 11 月のユーラシア大陸上を中心に見られる惑星波上向き伝播の変調は、この時期同領域に見られる外部ロスビー波束の存在によってもたらされるものである。以下、そのことを示す。図 5 (の等値線分布) を見ると、ユーラシア大陸上 (30-120E) の下部成層圏には、気候値惑星波に伴って冷気域が見られることが分かる。一方、AC 年 (CC 年) では、同じ領域に波束伝播に伴って寒気 (暖気) 偏差が観測される。この二つが重なることにより、AC 年 (CC 年) には惑星波に伴う冷気域の強化 (弱化的) が見られ、これが AC 年 (CC 年) 惑星波の上向き波束伝播の強化 (弱化的) につながるのである。同様に、図 4 を見ると、気候値惑星波に伴う高度場分布に、ユーラシア大陸の外部ロスビー波束の高度場偏差が重なることにより、60E 付近で北風の強化 (AC 年) または弱化的 (CC 年) が引き起こされる。この効果も、AC 年 (CC 年) 惑星波の上向き伝播の強化 (弱化的) に同程度寄与する。

このように、等価順圧構造を持つ外部ロスビー波と惑星波との「干渉」により、惑星波の上向き伝播の変調が見られる。それが 12 月の成層圏の AO 的循環の出現につながり、さ

らには1月の深いAO的構造の形成につながるものと考えられる。

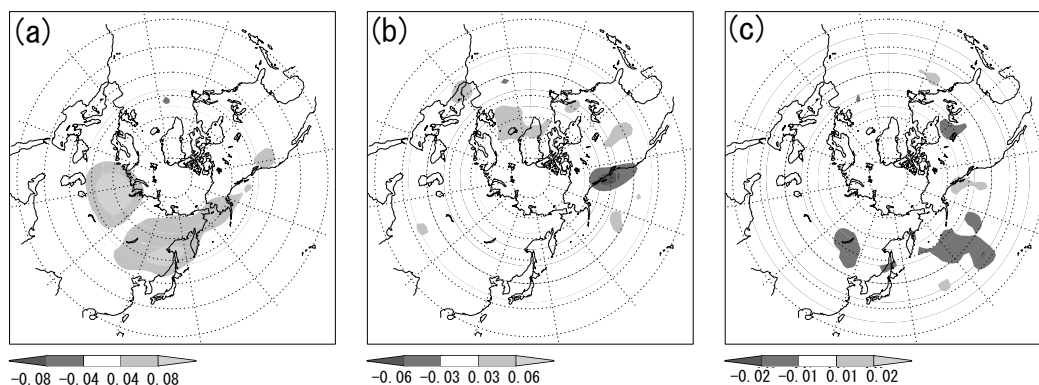


図 6: AC 年から CC 年を差し引いた (すなわち AC-CC)、11 月の 100-hPa における「波の活動度フラックス」の鉛直成分。(a) 月平均偏差場、(b) 準停滞性長周期擾乱 (周期 8 日 ~31 日に対応)、(c) 周期 8 日以下の移動性短周期擾乱。影が鉛直成分の差を示しており、単位は  $Pa\ m\ s^{-2}$ 。影の値の間隔はそれぞれのパネルの下。パネルによってそれぞれ値が違うことに注意。正の値が 11 月の AC 年の方がより強い上向き伝播をしている事を示す。b と c は NCEP/NCAR 再解析の日々のデータをもとに計算した。Takaya and Nakamura (2008) から引用。

#### 4. まとめ

本研究では、再解析データを用いて、1月北半球に AO 的循環が見られるときの 11 月からの時間発展を調査した。11 月には、ユーラシア大陸上で外部ロスビー波列が前兆として観測される。下部成層圏では、波列に伴う温度偏差が気候値惑星波に伴う温度分布に重なる事で、ユーラシア大陸上の冷気域の変調が見られる。この下部成層圏の冷気域の強化 (弱 化) が AC 年 (CC 年) 惑星波の上向き伝播の強化 (弱 化) の原因となる。また、波列に伴う高度場偏差が気候値惑星波のその分布に重なる事による南北風の変調も、惑星波の上向き伝播の変動に寄与する。このように、ある領域に分布が限定されたロスビー波列が 11 月の惑星波の上向き伝播を変え、それが 12 月の下部成層圏の AO 的循環につながる。さらにそれが下方に拡大していくことによって深い AO 的循環が 1 月に形成されるのである。

ここまで示してきた結果は、基本的に月平均循環場に基づいたものであった。実際には移動性傾圧擾乱など一ヶ月より短い時間スケールの現象も存在するが、それらが惑星波の上向き伝播変動に及ぼす影響はどの程度の大きさなのであろうか。以下に、今回の解析に関しては、月平均偏差場からの寄与が、11 月から 12 月の惑星波の上向き伝播変動の大半を説明することを示す。図 6 は、様々な周期成分の 11 月における AC 年と CC 年との上向き伝播の差 (AC-CC) を示していて、図 6a は月平均偏差場による「波の活動度フラックス」の鉛直成分、図 6b は準停滞性長周期擾乱 (周期 8 日から 31 日に対応) による鉛直成分、図 6c は周期 8 日以下の移動性傾圧擾乱による鉛直成分の、それぞれ水平分布を示す。図 6b 及び c は、フィルタリングされた日々のデータをもとに計算されており、それぞれ AC 年及び CC 年 11 月について合成したものである。Polvani and Waugh (2004) に従って、波の鉛直成分の評価は下部成層圏の 100-hPa で行っている。また、図 6a の分布は図 4 に示した「波の活動度フラックス」の 100-hPa での水平分布である。図 6 からは、

月平均偏差場の鉛直成分の大きさが他の二つの周期成分のそれを上回っていることが明らかである。実際、ユーラシア大陸上 [40-90N, 0-140E] で平均すると、二つのより短周期の鉛直成分の大きさは月平均偏差場のその6～9%程度しかない。この傾向は100-hPaだけでなく、11月の300-hPa、または12月の両レベルでも同様に見られる(図省略)。

我々の結果においては、惑星波の上向き伝播の変調が見られた11月と、成層圏のAO的循環が見られた12月との間に約一か月の差が見られる。この時間スケールは、Polvani and Waugh (2004) や Kuroda and Kodera (1999) の結果と整合的である。よって、Polvani and Waugh (2004) の結果は、我々の解析に見られた11月のユーラシア大陸上の波列状の構造が、多かれ少なかれ一ヶ月程度持続する事を示している可能性がある。実際、図6は、準停滞性長周期擾乱(周期8～31日に対応)や移動性総観規模擾乱からの上向き伝播変動への寄与が小さいことを明らかに示しており、上記の推測を裏付けているように思える。もっとも、ブロッキング現象のような顕著な準停滞性長周期擾乱が月平均偏差場にその痕跡を残している可能性も完全には排除できず、より詳細な解析が必要になる。

本研究で示したような同様の解析を、12月または2月に関して行っても、基本的には同様の結果を得ることができる。すなわち、深いAO的循環の形成の1～2ヶ月前には、ユーラシア大陸上での波列とそれに伴う惑星波の上向き伝播の変調が見られる。もちろん、波列の強さや位置には月ごとの違いがみられる。これはおそらく季節進行にともない惑星波の分布にも多少ながら違いがみられることによるのであろう。一例としては、ユーラシア大陸上での上向き伝播の変調に加え、極東付近にも別の上向き伝播変動がより顕著に見られるようになる。我々の解析で示した(1月のAO循環の前兆としての)11月の循環変動に関しても、下部成層圏では極東から北東太平洋域にかけての領域で別の上向き伝播変動を確認する事が出来る(図3、図6)。これらも、ユーラシア大陸上に見られた場合と同様に、月平均温度偏差が気候値惑星波に伴う温度分布を変調することの結果としてもたらされるものである。この2つの領域に見られる上向き伝播変動の相対的な強さは、AO的循環がどの月に形成されるかによって多少変化する。このような前兆現象の季節性は何によるのかさらに詳細な解析が必要である。

惑星波の上向き伝播の変調が成層圏の極渦に何らかの影響を及ぼすことは良く知られている事実である。しかし、変調された惑星波の地理的な分布はあまり今まで考慮されることがなかったようである。我々の結果は、11月の惑星波の上向き伝播の変調が、多かれ少なかれユーラシア大陸上に限定された領域で起こるという事を示した。このユーラシア上の上向き伝播変動は、同領域で見られる外部ロスビー波列の存在によって引き起こされる。最近、Nakamura and Honda (2002) や Nishii and Nakamura (2004) は、地理的に限定された領域に分布するロスビー波列の上向き伝播が、下部成層圏の惑星波に影響を及ぼすことを示した。我々の結果は、等価順圧構造を持つ外部ロスビー波ですら、惑星波に伴う高度場及び温度場の傾圧構造を変化させることにより惑星波上向き伝播を変調する事、しかもそれが成層圏の極渦の強弱に影響を及ぼし得ることを示している。外部ロスビー波による惑星波の変調に関する研究はほとんどなされていないと言って良い。これからの研究の発展が望まれる。

#### 参照

Ambaum, M.H.P., B.J. Hoskins, and D.B. Stephenson, 2001: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate*, **14**, 3495-3507.



Baldwin, M.P, and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, **104**, 30937-30946.

———, and ———, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581-584.

Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 83-109.

Deser, C., 2000: On the teleconnectivity of the “ Arctic Oscillation ”. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 779-782.

Honda, M. and H. Nakamura, 2001: Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows. Part II: Its significance in the interannual variability over the wintertime Northern Hemisphere, *J. Climate*, **14**, 4512-4529.

Itoh, H., 2002: True versus apparent Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL013978.

———, A. Mori and S. Yukimoto, 2007: Independent components in the Northern Hemisphere Winter: Is the Arctic Oscillation independent? *J. Meteor. Soc. Japan*. submitted.

Kalnay, E., M. Kanamitsu., R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.

Kodera, K. and H. Koide, 1997: Spatial and seasonal characteristics of recent decadal trends in the northern hemispheric troposphere and stratosphere, *J. Geophys. Res.*, **102**, 19433-19447.

———, ———, and H. Yoshimura, 1999: Northern hemisphere winter circulation associated with the North Atlantic Oscillation and stratospheric polar-night jet, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 443-446.

Kuroda, Y. and K. Kodera 1999: Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the northern hemisphere winter. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 2375-2378.

Kushner, P. J. and L. M. Polvani, 2004: Stratosphere-troposphere coupling in a relatively simple AGCM: The role of eddies. *J. Climate*, **17**, 629-639.

Matsuno, T., 1971: A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479-1494.

Nakamura, H. and M. Honda, 2002: Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic Lows. Part III: Its influence upon the stratospheric variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 1051-1067.

Nishii, K. and H. Nakamura, 2004: Tropospheric influence on the diminished Antarctic ozone hole in September 2002. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16103, doi: 10.1029/2004GL019532.

Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves.

*J. Atmos. Sci.* **42**, 217-229.

Polvani, L. M. and P. J. Kushner, 2002: Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model. *Geophys. Res. Lett.* **29**, 1114, doi:10.1029/2001GL014284.

——— and D. W. Waugh, 2004: Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *J. Climate*, **17**, 3548-3554.

Reichler, T, P. J. Kushner and L. M. Polvani, 2005: The coupled stratosphere-troposphere response to impulsive forcing from the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3337-3352.

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

Takaya, K. and H. Nakamura, 1997: A formulation of a wave-activity flux of stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2985-2988.

———, and ———, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.* **58**, 608-627.

——— and ———, 2008: Precursory changes in planetary wave activity for mid-winter surface pressure anomalies over the Arctic. *J. Meteor. Soc. Japan*, submitted.

Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.

——— and ———, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000-1016.

———, J. C. Furtado and T. G. Shepherd, 2006: On the tropospheric response to anomalous stratosphere wave drag and radiative heating. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2616-2629.

Trenberth, K.E., and D.A. Paolino, 1980: The northern hemisphere sea-level pressure data set - Trends, errors and discussions. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 855-872.

Yang, S., K-M. Lau, and K.-M. Kim, 2002: Variations of the East Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. *J. Climate*, **15**, 306-325.