

## 第 23 章

### 順圧大気大循環モデルによる北極振動指数の予測

加藤 真悟<sup>1)</sup>・田中 博<sup>2)</sup>

#### 23.1 はじめに

北極振動 (Arctic Oscillation: AO) とは、冬季北半球の循環で卓越する変動パターンであり、Thompson and Wallace (1998, 以下 TW98) が初めてこの言葉を使い、研究者の間で注目されるようになった。TW98 は北緯 20 度以北の北半球域で冬季 (11 月～4 月) の月平均海面気圧偏差場の主成分分析 (EOF 解析) を行い、最も卓越するモード (第 1 モード) を抽出し、それをその形状から AO と名付けた。AO は北極域の気圧偏差が負のとき、中緯度の海上を中心に正偏差となる変動で、この偏差パターンを「AO プラス」と定義する。AO がプラスのとき (図 23.1 左) は極域と中緯度の間の気圧差が大きく、上空のジェット気流が強まった状態になる。このとき、ヨーロッパでは偏西風の強化により温和で雨が多くなりやすい。また、日本付近には寒気が流れ込みにくくなり、日本では暖冬傾向となる。逆に AO がマイナスのとき (図 23.1 右) には、極域と中緯度の間の気圧差が小さくなり、上空のジェット気流は弱まる。つまり、偏西風が大きく蛇行した状態となり、ヨー

ロッパでは晴天が続きやすい。また、日本付近には寒気が流れ込みやすくなり、日本では寒冬傾向となる。

図 23.2 は 1950 年から 2007 年までの北極振動指数 (以下、AOI) の時系列で、365 日移動平均したものである。ただし、その値は後述する大気の順圧成分で求めている。この時系列によると、1976/77 年に正から負への急変がみられ、その後約 10 年間負の傾向を示した後、1988/89 年に急激に正の値にシフトしたことがわかる。1976/77 年冬は 1 月～2 月を中心に厳しい寒さに見舞われ、1988/89 年冬は 1 月～2 月を中心に著しい高温となった。これらの年と AOI との対応はよく、寒冬年には AOI が大きく負に振れ、逆に暖冬年には大きく正に振れるという特徴がみられた。1976/77 年と 1988/89 年の急変は気候シフトと呼ばれるもので、アリューシャン低気圧の強弱や、北極海の海氷、北極圏の永久凍土などからその気候シフトに関連する現象を確認することができる。1989 年以降は指数の値は正から徐々に負の値へと減少する傾向を読み取ることができる。

図 23.3 は 1988 年から 2007 年までの AOI の時系列で、90 日移動平均したものである。1988/89 年の気候シフトに対応して、この年の冬季に AOI が大きな正の値を示し、その後も毎年冬季において正のピー

1) 加藤 真悟 Shingo KATO, 筑波大学 生命環境科学研究科, s0721113@ipe.tsukuba.ac.jp, kato@ccs.tsukuba.ac.jp

2) 田中 博 Hiroshi L. TANAKA, 筑波大学 計算科学研究センター



図23.1 AOがプラスの時とマイナスの時の偏西風ジェット気流(矢印)と各地の気温偏差(暖冷)および気圧偏差(高低)の分布図 (<http://www.jamstec.go.jp/frcgc/jp/report/2004/jan/tanaka.html> より)

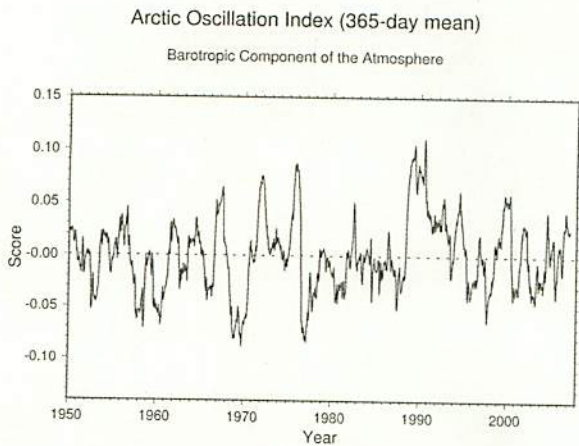


図23.2 1950年から2007年までの北極振動指数(AOI)の時系列で、365日移動平均を施したもの。ただし、このAOIは大気の順圧成分で定義した値である。

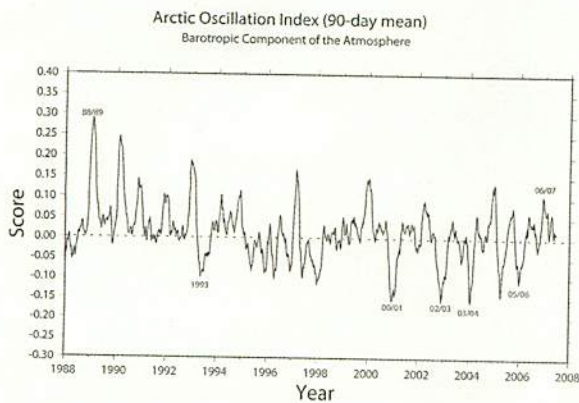


図23.3 1988年から2007年までの北極振動指数(AOI)の時系列で、90日移動平均を施したもの。ただし、このAOIは大気の順圧成分で定義した値である。

クが現れている。この時期には日本の冬季は毎年のように暖冬となった。しかし、1993年に久しぶりに負の値が現れてからは、徐々に負の値が続出するようになり、2001年、2003年、2004年は寒冬となった。そして、2005/06年の冬は、12月を中心に記録的な低温と大雪に見舞われ、全国各地でこれまでの記録を塗り替えるなど、社会的にも大きな影響が及んだ。これに対し、2006/07年の冬は一転、全国的に記録的な暖冬となり、その影響は日本だけでなくアメリカやヨーロッパにも及んだことは記憶に新しい。なお、2005/06年冬のAOI負、2006/07年冬のAOI正の振幅は、他の寒冬年/暖冬年に比べて小さくなっているが、これはAO負/正が一冬を通して続かなかったことによる。

中期予報は、非線形流動体のカオスの壁によって妨げられ、数値予報が発達した現代においても2週間を超えて予測することは不可能とされている。しかし、大気の変動成分のうち、プラネタリー波のような動きがゆっくりでほぼ定常に近い成分だけを取り出したときの予報は、総観規模もしくはそれより小さい波動を含むときよりも予報精度がよくなる。AOは長周期変動であるため、その予報をすることは非常に有益で価値があるものと考えられる。

Tanaka (1991) は、鉛直構造関数と水平構造関数を基底にとった3次元スペクトルプリミティブ方程式で構成される新しい順圧大気大循環モデルを開発

した。このモデルは、大気の順圧成分（つまり鉛直平均場）を予測するものであり、このモデルの順圧成分は鉛直構造関数  $G_0$  を導入することで、次の鉛直変換の式により定義される。

$$(u, v, \phi)_0^T = \frac{1}{p_s} \int_0^{p_s} (u, v, \phi)^T G_0 dp \quad (23.1)$$

ここで、 $u, v$  は風速を表し、 $\phi'$  はジオポテンシャルの全球平均量からの偏差量を表す。順圧モードの鉛直構造関数  $G_0$  は鉛直方向においてほぼ一定であり、プリミティブ方程式系の鉛直平均と等しい。この順圧大気大循環モデルは、外部強制項の正確な見積もりが非常に難しいため、外部強制項のパラメタリゼーションがカギとなる。Tanaka (1998) では、外部強制項として、地形、傾圧不安定、粘性摩擦、地表摩擦を定式化してブロッキングの数値実験などを行い、観測されるようなブロッキングのライフサイクルの再現に成功している。このモデルはブロッキング用に作られたので、その頭文字をとって順圧 B-Model と呼ばれる。しかし、このパラメタリゼーションは基本的には外力の線形近似であり、観測値から得られた現実の外力に対しては完璧とはいえなかった。そこで、Tanaka and Nohara (2001) では、モデルの最適外力を過去の観測値から線形回帰により統計的に求めた。外力を統計的 (statistically) に求めているため、このモデルは順圧 S-Model と呼ばれる。詳細については Tanaka and Nohara (2001) に書かれているが、現実大気の順圧成分の予報を行った結果、長周期変動の力学的解明に充分使える順圧大気大循環モデルであるということが示された。また、Tanaka and Nohara (2001) では、外力を観測値から診断的に求めて構築した擬似パーフェクトモデル (順圧 P-Model) が、初期値から 100 日以上も現実大気と同じ時間発展をすることを示した。つまり、外力をより精度よくパラメタライズすることができれば、順圧 S-Model の予報能力が向上することを示唆している。

AO は順圧的な構造を持っており、しかも長周期

におよぶ変動であるため、大気の順圧成分を予測することは有意義であると考えられる。また、前述したように、AO は冬季における北半球の天候と密接に関係しており、日本においても冬季 AOI と冬季の天候との関係はよい。したがって、冬季 AOI の予測をすることは、その冬の天候の傾向を知る一つの手がかりとして重要であると思われる。

そこで本研究では、日本において顕著な寒冬 (暖冬) となった年を対象とし、順圧大気大循環モデルを用いて、その冬の AOI の長期予測が可能であったかどうかを検証した。また、現在は 1 つの初期値からではなく、複数の初期値から複数の予測を行い、その平均をとることで予報精度の向上を図る「アンサンブル予報」が主流となっている。順圧大気大循環モデルでは、初期値に誤差を与えてもその時間成長は非常に遅い (Tanaka and Nohara, 2001) ことから、従来のような初期値に誤差を与える方法は好ましくない。そこで本研究では、パラメタライズされた外力の誤差を見積もり、その誤差を少しずつ変えていく、従来とは違った Stochastic Physics (確率的物理過程) を応用したアンサンブル予報を行った。

## 23.2 基礎方程式系

本研究で用いたモデルは、3次元スペクトル展開したプリミティブ方程式系を鉛直波数 0 のみで閉じた順圧大気大循環モデルである。ここではその基となる方程式系について述べるが、エッセンスのみに留めることにして、詳細は田中 (2004) などを参照していただきたい。

経度、緯度、気圧、時間を  $(\lambda, \theta, p, t)$  とすると、気圧座標系で書かれたプリミティブ方程式は以下のベクトル方程式で表せる。

$$\mathbf{M} \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \mathbf{L} \mathbf{U} = \mathbf{N} + \mathbf{F} \quad (23.2)$$

ここで、 $(u, v, \phi)^T$  は大気の状態変数で、 $\phi'$  はジオポテンシャルの各等圧面全球平均からの偏差で定義される。左辺の  $\mathbf{M}$  と  $\mathbf{L}$  は鉛直方向と水平方向の微分オペレータ、右辺の  $\mathbf{N}$  は非線形項、 $\mathbf{F}$  は外部強

制項であり、以下のようにまとめられる (式の詳細は Tanaka 1998)。

$$\mathbf{U} = (u, v, \phi)^T \quad (23.3)$$

$$\mathbf{M} = \text{diag} \left( 1, 1, -\frac{\partial}{\partial p} \frac{p^2}{\gamma R} \frac{\partial}{\partial p} \right) \quad (23.4)$$

$$\mathbf{L} = \begin{pmatrix} 0 & -2\Omega \sin \theta & \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \\ 2\Omega \sin \theta & 0 & \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \\ \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} & \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial (\cos \theta)}{\partial \theta} & 0 \end{pmatrix} \quad (23.5)$$

$$\mathbf{N} = \begin{pmatrix} -\mathbf{V} \cdot \nabla u - \omega \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\tan \theta}{a} uv \\ -\mathbf{V} \cdot \nabla v - \omega \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\tan \theta}{a} uv \\ \frac{\partial}{\partial p} \left[ \frac{p^2}{\gamma R} \mathbf{V} \cdot \nabla \frac{\partial \phi'}{\partial p} + \frac{\omega p}{\gamma} \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{p}{R} \frac{\partial \phi'}{\partial p} \right) \right] \end{pmatrix} \quad (23.6)$$

$$\mathbf{F} = \left( F_u, F_v, \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{PQ}{c_p \gamma} \right) \right)^T \quad (23.7)$$

ここで、 $a$  は地球の平均半径、 $\Omega$  は地球の自転角速度、 $R$  は乾燥空気の気体定数、 $C_p$  は定圧比熱、 $\gamma$  は静的安定度のパラメータ、 $Q$  は非断熱加熱率、 $F_u, F_v$  は粘性摩擦を表す。また、 $( )^T$  は転置行列、 $\text{diag}$  は対角行列を表す。

いま、基本状態として静止大気を考える。微小運動に対する摂動プリミティブ方程式 (23.2) で、非線形項  $\mathbf{N}=0$ 、摩擦・非断熱加熱項 (外部強制項)  $\mathbf{F}=0$  を仮定し、線形化された式 (23.2) を変数分離することにより、解くべき鉛直構造方程式と水平構造方程式が導かれる。

はじめに、以下の鉛直構造方程式を解くことで、鉛直構造関数  $G_m(p)$  と等価深度  $h_m$  のペアがその固有解として得られる。

$$-\frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{p^2}{\gamma R} \frac{\partial}{\partial p} G_m(p) \right) = \frac{1}{gh_m} G_m \quad (23.8)$$

ここで、添字  $m$  は鉛直波数である。鉛直構造方程式の解法については、Kasahara (1984) を参照。

等価深度  $h_m$  が得られたら、次に、以下の水平構造方程式を解く。この式はラプラス潮汐方程式と呼ばれ、この固有値問題を解くことで、ハフ (Hough) 関数  $\mathbf{H}_{nlm}(\lambda, \theta)$  とラプラス潮汐方程式の固有振動数  $\sigma_{nlm}$  のペアを計算する。

$$(\mathbf{Y}_m^{-1} \mathbf{L} \mathbf{X}_m) \mathbf{H}_{nlm} = i \sigma_{nlm} \mathbf{H}_{nlm}(\lambda, \theta) \quad (23.9)$$

ここで、 $i$  は虚数単位、添字の  $n, l, m$  はそれぞれ東西波数、南北波数、鉛直波数に相当する。また、 $\mathbf{X}_m$  と  $\mathbf{Y}_m$  は以下の次元行列である。水平構造方程式の解法については、Kasahara (1976, 1978), Swartzrauber and Kasahara (1985) 参照。

$$\begin{aligned} \mathbf{X}_m &= \text{diag}(\sqrt{gh_m}, \sqrt{gh_m}, gh_m) \\ \mathbf{Y}_m &= \text{diag}(2\Omega\sqrt{gh_m}, 2\Omega\sqrt{gh_m}, 2\Omega) \end{aligned} \quad (23.10)$$

ここでは、鉛直構造関数  $G_m(p)$  と水平構造関数  $\mathbf{H}_{nlm}(\lambda, \theta)$  を結合させ、静止大気を基本状態とした 3次元ノーマルモード関数  $\Pi_{nlm}(\lambda, \theta, p)$  を構成し、3次元ノーマルモード関数展開を用いて、プリミティブ方程式 (23.2) の 3次元スペクトル表記を導く。

$\Pi_{nlm}(\lambda, \theta, p)$  は、 $G_m(p)$  と  $\mathbf{H}_{nlm}(\lambda, \theta)$  とのテンソル積で定義される。

$$\Pi_{nlm}(\lambda, \theta, p) = G_m(p) \mathbf{H}_{nlm}(\lambda, \theta) \quad (23.11)$$

この 3次元ノーマルモード関数は、以下で定義される内積のもとで直交条件を満たすことが示されている (Tanaka and Sun, 1990)。

$$\begin{aligned} \langle \Pi_{nlm}, \Pi_{n'l'm'} \rangle &= \frac{1}{2\pi p_s} \int_0^{p_s} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \int_0^{2\pi} \Pi_{nlm} \Pi_{n'l'm'}^* \cos \theta d\lambda d\theta dp \\ &= \delta_{nm} \delta_{ll'} \delta_{mm'} \end{aligned} \quad (23.12)$$

ここで、アスタリスクは複素共役、 $\delta_{ij}$  はクロネッ

カーのデルタを意味する。この3次元ノーマルモード関数の直交性を利用することで、(23.2)における大気の状態変数  $\mathbf{U}$  および  $\mathbf{F}$  に関して、次のように波数展開することができる (Tanaka and Kung, 1989)。

$$\begin{aligned}\mathbf{U}(\lambda, \theta, p, \tau) &= \sum_{n=-N}^N \sum_{l=0}^L \sum_{m=0}^M w_{nlm}(\tau) \mathbf{X}_m \mathbf{\Pi}_{nlm}(\lambda, \theta, p) \\ \mathbf{F}(\lambda, \theta, p, \tau) &= \sum_{n=-N}^N \sum_{l=0}^L \sum_{m=0}^M f_{nlm}(\tau) \mathbf{Y}_m \mathbf{\Pi}_{nlm}(\lambda, \theta, p)\end{aligned}\quad (23.13)$$

ここで、 $w_{nlm}(\tau)$ ,  $f_{nlm}(\tau)$  はそれぞれ、 $\mathbf{U}$  と  $\mathbf{F}$  に関する展開係数で、展開基底の正規直交性 (23.12) 式により、以下のフーリエ変換で求められる。

$$\begin{aligned}w_{nlm}(t) &= \langle \mathbf{U}(\lambda, \theta, p, t), \mathbf{X}_m^{-1} \mathbf{\Pi}_{nlm}(\lambda, \theta, p) \rangle \\ f_{nlm}(t) &= \langle \mathbf{F}(\lambda, \theta, p, t), \mathbf{Y}_m^{-1} \mathbf{\Pi}_{nlm}(\lambda, \theta, p) \rangle\end{aligned}\quad (23.14)$$

式 (23.2) と  $\mathbf{\Pi}_{nlm}(\lambda, \theta, p)$  の内積をとることで、プリミティブ方程式系の3次元スペクトルモデルが導かれる。

$$\left\langle \mathbf{M} \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \mathbf{L}\mathbf{U} - \mathbf{N} - \mathbf{F}, \mathbf{Y}_m^{-1} \mathbf{\Pi}_{nlm} \right\rangle = 0\quad (23.15)$$

式 (23.13) で展開した大気変数を式 (23.15) の各項に代入すると、空間依存は消えて時間のみの関数となり、最終的に以下の連立常微分方程式に帰着する。

$$\begin{aligned}\frac{dw_i}{dt} + i\sigma_i w_i &= -i \sum_{j=1}^K \sum_{k=1}^K r_{ijk} w_j w_k + f_i \\ i &= 1, 2, 3, \dots\end{aligned}\quad (23.16)$$

ここで、 $\tau$  は無次元時間、 $\sigma_i$  はラプラス潮汐方程式の固有振動数、 $r_{ijk}$  は非線形相互作用係数で実数となる。また、添字を  $w_{nlm}=w_i$  のように簡略化してある。添字以外の  $i$  は虚数単位である。式 (23.16) はひとたび係数と外力さえ求まれば数値的に簡単に解くことができる常微分方程式系である。物理過程としての外力  $f_i$  の定式化は容易ではないが、 $f_i$  を除く他の力学過程の精度は1%以下の誤差の範囲で表現されている。なお、ラプラス潮汐方程式の固有振動数、

および非線形相互作用係数の計算方法については田中 (2004) に詳細が述べられている。

### 23.3 使用データ

本研究で使用したデータは、1950年から2006年までのNCEP/NCAR再解析データである。気象要素はいずれも水平風  $u$ ,  $v$ 、ジオポテンシャル  $\phi$  を使用した。

### 23.4 解析方法

#### 23.4.1 大気の順圧成分の抽出

本研究で用いた順圧 S-Model は、大気の順圧成分のみを取り出したモデルである。式 (23.1) のような鉛直変換のあとで、フーリエ変換とハフ変換を施すことで、展開係数  $w_i$  が式 (23.14) のように求められる。式 (23.13) を鉛直波数  $m=0$  のみで方程式系を閉じると、次元が大幅に縮小される。

$$\begin{aligned}\frac{dw_i}{dt} + i\sigma_i w_i &= -i \sum_{j=1}^K \sum_{k=1}^K r_{ijk} w_j w_k + s_i \\ i &= 1, 2, 3, \dots, \quad (m=0)\end{aligned}\quad (23.17)$$

ここで、 $K$  はモデルにおける全波数を意味する。本研究では、切断波数を東西、南北ともに20の菱形切断とした。式 (23.16) における外力の順圧成分  $f_i$  のほかに順圧傾圧相互作用の項  $g_i$  が新たに加わってくるが、本研究では  $s_i = f_i + g_i$  を順圧大気の外力と呼ぶことにする。

#### 23.4.2 順圧S-Model

ここでは、順圧 S-Model について述べる。順圧 S-Model では、外力  $s_i$  を、従属変数  $w_i$  と時間  $\tau$  の関数としていかに精度よくパラメタライズできるかがカギとなる。まず、観測データから統計的に算出した最適外力を用いるモデル (Tanaka and Nohara, 2001) を基に、外力  $s_i$  を状態変数  $w_i$  を用いて以下のように重回帰した。

$$s_i = \tilde{s}_i + \mathbf{A}_{ij} w_j + \mathbf{B}_{ij} w_j^* + \epsilon_i\quad (23.18)$$

ここで、 $\bar{s}_i$  は  $s_i$  の気候値で時間のみの周期関数、また、アスタリスクは複素共役であり、残差  $\epsilon_i$  のノルムを最小化するように、未知のシステム行列  $\mathbf{A}_{ij}$ ,  $\mathbf{B}_{ij}$  を観測データから、以下の回帰式で求めた。

$$\begin{pmatrix} A_R + B_R & -A_I + B_I \\ A_I + B_I & A_R - B_R \end{pmatrix} = \overline{\begin{pmatrix} s'_R \\ s'_I \end{pmatrix} \begin{pmatrix} w_R \\ w_I \end{pmatrix}^T} \overline{\begin{pmatrix} w_R \\ w_I \end{pmatrix} \begin{pmatrix} w_R \\ w_I \end{pmatrix}^T}^{-1} \quad (23.19)$$

ここで、 $\overline{(\quad)}$  は時間平均、 $s'_i$  は  $s_i$  のアノマリー、 $(\quad)^T$  は転置行列、 $(\quad)^{-1}$  は逆行列であり、状態変数、外力、システム行列をそれぞれ実部と虚部に分けて実空間で計算した。ただし、東西波数 0 の虚部を除く必要がある。右辺を計算し、左辺の成分を解くことで、残差のノルム  $\epsilon_i$  を最小化するようなシステム行列  $\mathbf{A}_{ij}$ ,  $\mathbf{B}_{ij}$  が確定する。

観測データは、1950 年～1999 年の 50 年間の冬季の NCEP/NCAR 再解析データを用いた。1 日 4 回の観測データから状態変数  $w_i$  を求め、日変化を除去してからモデルのタイムステップに時間内挿し、式 (23.17) から順圧大気の外力  $s_i$  を診断的に算出する。力学過程の計算精度は 1% 以下の誤差の範囲で表現されていることから、残差として得られた外力  $s_i$  の値は十分に意味のある値と考えられる。こうして得られた 50 年分の外力  $s_i$  のデータから、気候値  $\bar{s}_i$  とアノマリ  $s'_i$  を計算する。このアノマリ  $s'_i$  を状態変数  $w_i$  で回帰することで、式 (23.18) のようにシステム行列  $\mathbf{A}_{ij}$ ,  $\mathbf{B}_{ij}$  を順次決定することができる。

ところがこのモデルでは、統計的処理のためか、予報誤差の最大要因となる傾圧不安定波の増幅が弱いという特徴があり、このままの順圧 S-Model では AO の再現はできなかった (岡田, 2003)。そこで本研究では、順圧 B-Model のように、傾圧不安定などの物理過程を再導入し、以下のように外力  $s_i$  を与えた。

$$s_i = \bar{s}_i + \mathbf{A}_{ij} w_j + \mathbf{B}_{ij} w_j^* + (\mathbf{BC})_{ij} w_i + (\mathbf{DF})_{ij} w_i + (\mathbf{DZ})_{ij} w_j + (\mathbf{DE})_{ij} w_i \quad (23.20)$$

ここで、 $\mathbf{BC}$  は傾圧不安定、 $\mathbf{DF}$  は粘性摩擦、 $\mathbf{DZ}$  は

帯状地表摩擦、 $\mathbf{DE}$  はエクマン摩擦である。各々の物理過程の詳細については、田中 (2004) を参照していただきたい。

### 23.4.3 アンサンブル予報

式 (23.20) のように外力  $s_i$  をパラメタライズした結果、モデルの長期的 (50 年) なバイアス (系統的誤差) は取り除かれたものの、このままではモデルによる短期的 (1 ヶ月) なバイアスが生じることが考えられる。そこで本研究では、モデルバイアスを考慮した 7 パターンの予報とコントロールラン、計 8 メンバーによるアンサンブル予報を行った。

以下、モデルバイアスを考慮したアンサンブル予報について述べる。初期時刻から S-Model を 6 時間積分したときの予報値を  $w_{ji}$ 、そのときの真値 (本研究では解析値を代用) を  $w_{ai}$  とすると、予報値と真値の誤差  $\Delta w_i$  は、

$$\Delta w_i = w_{ji} - w_{ai} \quad (23.21)$$

と書ける。ここで、 $j$  は波数を表す。

よって、解析サイクルあたりのモデル誤差  $\epsilon_i$  は、

$$\epsilon_i = \frac{\Delta w_i}{\Delta t} \quad (23.22)$$

となる。なお、本研究では  $\Delta t = 6$  時間である。

この  $\epsilon_i$  を、モデルが算出する外力  $s_i$  から差し引くことによって、順圧 P-Model に対応するようなモデルバイアスの修正が可能となる。つまり、

$$s'_i = s_i - \epsilon_i \quad (23.23)$$

ここで、 $s'_i$  はバイアス修正後の外力を表す。この  $s'_i$  を使って時間積分を行うことにより、モデルバイアスを考慮した予報値  $w'_{ji}$  を求めることができる。したがって、各ステップごとに正確な  $\epsilon_i$  を手に入れることができれば、正確な予報が可能となる。しかし、正確な  $\epsilon_i$  を事前に知ることはできないため、本研究では初期値直前のある一定期間の平均値  $\bar{\epsilon}_i$  を使い、それを各予報ステップにおいて、式 (23.23) のよう

に差し引くことで、バイアス補正を行った。そこには、初期値直前の10日間、12日間、14日間、16日間、18日間、20日間、22日間の計7パターンの平均値を用いた。

## 23.5 結果

AOIの長期予測が可能であるかどうかを、外力を式(23.20)でパラメタライズした順圧S-Modelを用いて調べた。解析対象としたのは、本研究ノートのテーマである2005/06年冬のほかに、記憶に新しい2006/07年冬、また、顕著な寒冬であった1976/77年冬、および顕著な暖冬であった1988/89年冬である。AOIが大きく正(負)に振れる約1ヶ月前を初期値として順圧S-Modelを60日分走らせ、現実のAOIと比較して予測ができていたかどうかを検証した。また、モデルの初期値依存性を検証するために、初期値を5日間ずつずらし、数多くの予測実験を行った。

### 23.5.1 2005/06年冬の予測実験

#### 23.5.1.1 天候の概況

2005/06年冬は12月を中心に記録的な寒さとなり、新潟県津南町では4mを超える積雪、また、太平洋側の名古屋市でも20cmを超える積雪を記録するなど、各地でこれまでの記録を次々と塗り替えた。前田ほか(2006)によると、12月の月平均気温は全国的に極端な低温となり、12月が全国で低温となったのは、1985年以来20年ぶりであった。寒気は東・西日本中心に入り、月平均気温平年偏差は東日本で $-2.7^{\circ}\text{C}$ 、西日本で $-2.8^{\circ}\text{C}$ で、1946年の地域平均の統計開始以来の低い記録を更新した(これまでの1位は東日本では1947年の $-2.6^{\circ}\text{C}$ 、西日本では1967年の $-2.7^{\circ}\text{C}$ )。また、北日本の平年差は $-1.9^{\circ}\text{C}$ (9位タイ)、南西諸島は $-1.5^{\circ}\text{C}$ (6位)となった。地点の記録では、福井、敦賀、鳥取、洲本、阿蘇山、室戸岬など全国29地点で観測開始からの12月平均気温の最低記録を更新した。雪のほうは、積雪を観測している全国339地点において、106地点で観測開始以来の12月の最深積雪の記録を更新した。

2005年12月を順圧高度場で見るとどうなる

## Barotropic Height and Anomaly

December, 2005

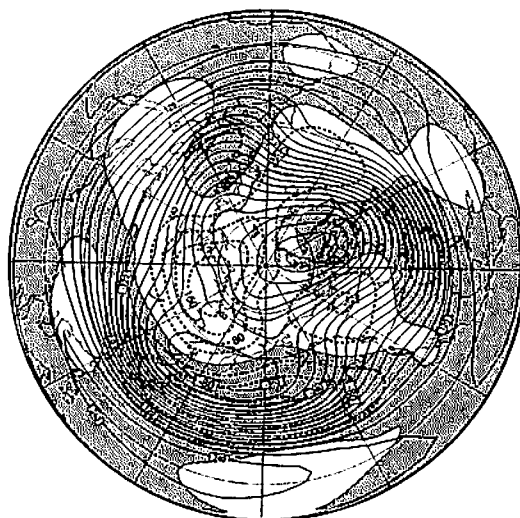


図23.4 2005年12月の順圧高度(実線)と偏差(破線)。等値線間隔はともに40mで、負偏差に影。

か。図(23.4)は、12月の月平均した順圧高度と偏差の図である。これを見ると、北極域全体にわたっての高気圧偏差は見られないが、顕著な高気圧偏差の部分がロシア方面へと張り出し、極東から太平洋にかけては帯状の低気圧偏差となっている。また、シベリアからアリューシャン列島付近には順圧高度場が $-360\text{m}$ の閉じた等高度線で示された低気圧が見られた。これは顕著な寒冬だった1976/77年と同じ(図省略)であり、日本の北東海上で低気圧が発達しやすかったことを表している。そのため冬型の気圧配置が強まり、強い寒気が流入したと考えられる。

順圧成分で定義されたAOIの実況は、AOIは11月に入った頃から負へと遷移し始めた。特に、11月上旬と中旬、そして12月上旬に大きなマイナスとなり、AOIが負の状態は12月の前半まで続いた。

#### 23.5.1.2 予報実験

図23.5は、2005年7月から2006年3月までの、順圧成分で定義したAOIの時間変化と、丸印で示した2005年10月1日00Zを初期値とした、順圧S-Modelによる60日予測の合成図である。図中の細実線はAOIの実況、破線はコントロールラン、点線は初期値直前のモデルバイアスを考慮した摂動ラン、そして、太実線はアンサンブル平均を示している。

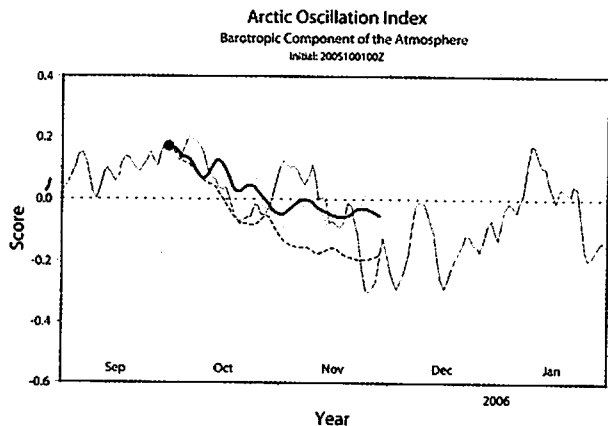


図23.5 2005年10月1日00Zを初期値としたAOIの60日予報(太実線)。ただし、このAOIは大気の順圧成分で定義した値である。丸印は初期値、細実線は実況、破線はコントロールラン、点線は摂動ランを示す。

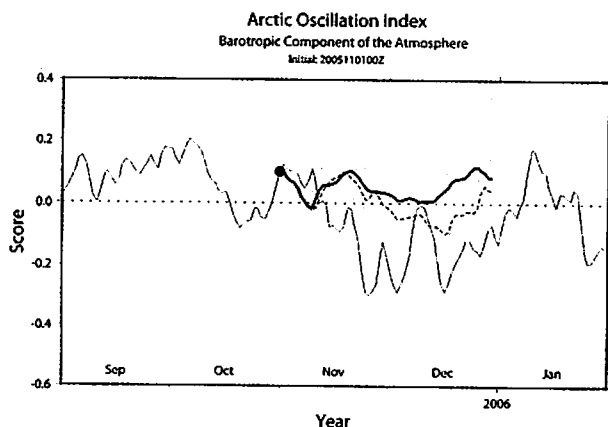


図23.6 図23.5と同様。ただし、初期値を2005年11月1日00Zとしている。

これを見ると、どのメンバーとも、この先徐々にAOIが低下していく様子が予測できている。また、メンバー間のばらつきもそれほど大きくはなく、コントロールランおよび摂動ランともに負へ遷移していく予測であり、実況とよく合っている。なお、6日、11日、…と初期値を5日ずつずらしていったときの予測は、1日を初期値とした場合の予測と同様、AOIが負へ遷移していく様子をよくとらえていた。また、メンバー間のばらつきも小さかった(図省略)。

しかし、初期値を11月にすると、予報精度が悪くなった。図23.6は、2005年11月1日00Zを初期値としたものである。これを見ると、AOIが負へ遷移する予測ができておらず、全体的にはむしろ正へ振れる予想となっている。そして、摂動ランはどれも

負へ遷移する予測ができていなかった。また、この5日後の11月6日を初期値とした予報も、1日の事例と同様、負へ遷移する予測がまったくできていなかった(図省略)。

## 23.5.2 2006/07年冬の予測実験

### 23.5.2.1 天候の概況

2005/06年冬とは対照的に、2006/07年は記録的な暖冬となり、日本海側の地方では北陸地方を中心に著しい雪不足となった。気象庁(2007)によると、冬型の気圧配置は一時的にしか現れず、全国的に気温が高く経過した。秋田、仙台(宮城県)、東京、名古屋(愛知県)、大阪、高松(香川県)、福岡など63の気象官署で、冬の平均気温の高い記録を更新した。各地域の気温(平年差)は、北日本： $+1.6^{\circ}\text{C}$ 、東日本： $+1.7^{\circ}\text{C}$ 、西日本： $+1.6^{\circ}\text{C}$ 、南西諸島： $+1.2^{\circ}\text{C}$ であり、特に東日本と西日本においては、地域平均の統計のある1946/47年の冬以降で最も高かった。記録的な大雪となった2005/06年冬とは対照的に、全国的に降雪はかなり少なく、冬の降雪量は、北陸地方で平年の9%となるなど、北日本、東日本、西日本日本海側の降雪量は地域平均の統計のある1961/62年以降で最も少なかった。

順圧成分で定義されたAOIの実況をみると、11月頃から正へと遷移し始め、12月下旬～1月上旬にかけては大きなプラスとなった。

### 23.5.2.2 予報実験

図23.7は、2006年11月11日00Zを初期値としたときの予報である。メンバー間のばらつきは大きいものの、アンサンブル平均では12月～1月にかけてのAOIの変動をよく予測できていた。また、コントロールランでは実況とかけ離れた予測であるのに対し、アンサンブル予報ではバイアスがうまく補正されている点が注目すべき部分である。

なお、2006/07年冬の予報実験は初期値をずらしても結果が大きく変わることはなく、どの予報とも実況に近い結果となった(図省略)。

## 23.5.3 1976/77年冬の予測実験

### 23.5.3.1 天候の概況

1976/77年冬は厳しい寒さとなり、1月～2月を



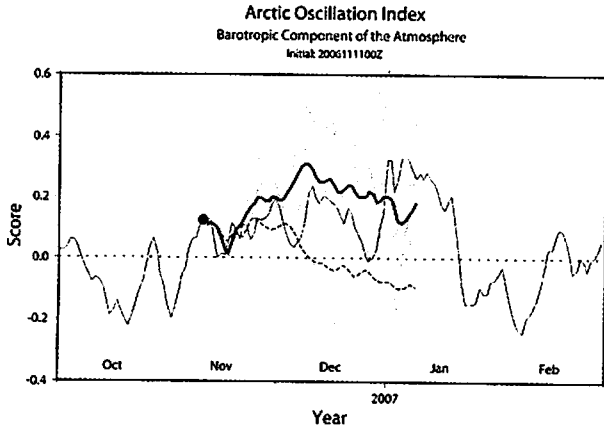


図23.7 図23.5と同様。ただし、初期値を2006年11月11日00Zとしている。

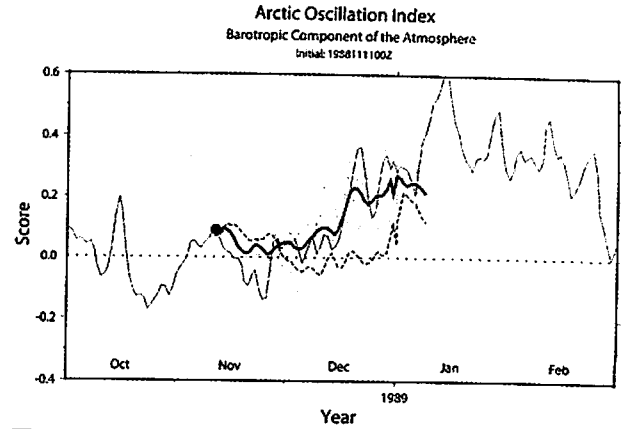


図23.9 図23.5と同様。ただし、初期値を1988年11月11日00Zとしている。

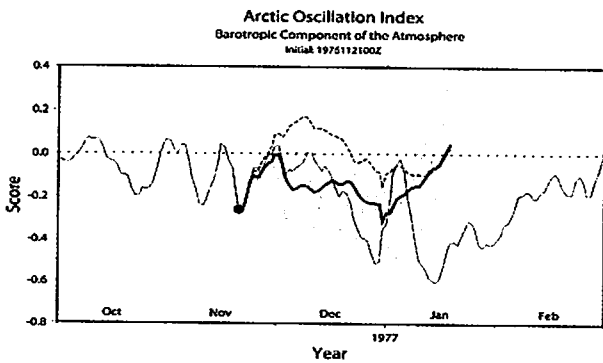


図23.8 図23.5と同様。ただし、初期値を1976年11月21日00Zとしている。

中心に著しい低温となった。各地域の気温（平年差）は、北日本：-2.1℃、東日本：-1.6℃、西日本：-1.9℃、南西諸島：-0.9℃と、全国的にみても厳しい冬であったことが分かる。ここ数十年をみても、1、2位を争うほどの寒冬であった。1977年1月の順圧高度場のアノマリを見ると、北極域は平年に比べて400m以上も高度が高くなっていた（図省略）。月平均でここまで偏差が強まるのは珍しいことである。また、中緯度域ではヨーロッパから太平洋にかけて帯状に低気圧偏差が分布しており、日本列島も北日本を中心にその中に入っていた。

順圧成分で定義されたAOIの実況をみると、11月の下旬からマイナスとなり、特に1月は大きくマイナスへと振れた。また、この冬はほぼ一冬を通してAOIがマイナスだった。

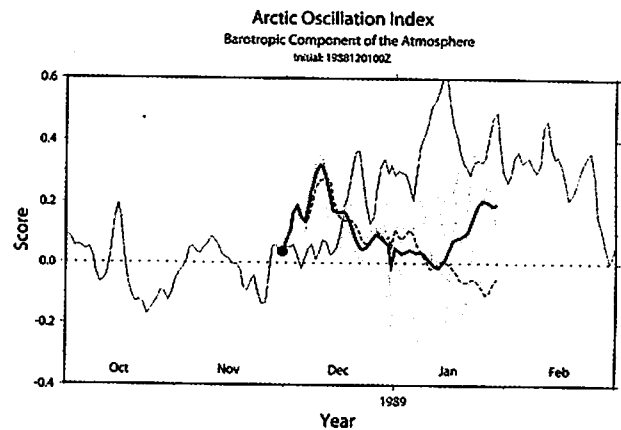


図23.10 図23.5と同様。ただし、初期値を1988年12月1日00Zとしている。

### 23.5.3.2 予報実験

11月前半を初期値とする予報では、AOIが負へ遷移する様子がうまくできていなかったが（図省略）、後半になると予報精度が向上した。図23.8は、1976年11月21日00Zを初期値とした予報結果である。これを見ると、初期値から約10日は、どのメンバーとも正確に予報できている。また、その後は、コントロールランだけは大きく外してしまうが、モデルバイアスを考慮したメンバーは全体的に低下傾向を示し、よく予報できているといえる。また、12月末に低下のピークをむかえ、その後急上昇するといった遷移も、アンサンブル平均を見ると予測できている。

しかし、2005/06年冬の事例と同様、月が変わると予報精度が急に悪くなり、12月1日および6日を初期値とする予報では、AOIが負へ遷移する様子が

表現できていなかった (図省略)。

### 23.5.4 1988/89年冬の予測実験

#### 23.5.4.1 天候の概況

1988/89年冬は顕著な暖冬となり、1月～2月を中心に著しい高温となった。各地域の気温 (平年差) は、北日本:+1.6°C、東日本:+1.2°C、西日本:+1.2°C、南西諸島:+0.5°Cと、全国的にみても暖かな冬であった。

順圧成分で定義された AOI の実況をみると、12月に入った頃からプラスの状態となった。特に、12月下旬～1月にかけては、大きなプラスの値をとり続けた。

#### 23.5.4.2 予報実験

図 23.9 は、1988年11月11日 00Z を初期値としたときの予報結果である。これを見ると、期間全体を通してかなり精度のよい予報ができています。メンバーによっては、60日先まで実況とほとんど変わらない予報をしていたものもあった。また、コントロールランではしっかりと予測できていない AOI の上昇も、モデルバイアスを考慮したメンバーではしっかりと予測できている。

その他の初期値でも、11月の場合は比較的良好に予報できていたが (図省略)、図 23.10 のように、12月を初期値とする予報では精度が悪くなり、AOI が大きく正へ振れる様子がとらえられていなかった。

## 23.6 まとめと考察

AOI の 60 日予報の結果を表 23.1 にまとめた。ここで、表の上段は 60 日予報の初期値を示している。ただし、2005/06 年冬については、カッコ内の初期値に対する結果であることに注意されたい。2 段目以降は、それぞれの初期値に対する AOI の 60 日予

報の成績を、A～D の 4 段階に分けて示した。A は予報期間全体を通してかなり精度のよい予報ができていたもの、B は大まかな傾向が予報できていたもの、C はあまり精度のよい予報ができていなかったもの、D は、実況ではプラスとなるところを予報ではマイナスとなっているなど実況とは逆の予報をしていたものである。

2005/06 年冬は 11 月後半から、その他の冬は 12 月後半から AOI が大きくプラス (あるいはマイナス) に振れたが、表 23.1 の結果を見ると、AOI が大きくプラス (あるいはマイナス) に振れる約 1 ヶ月前を初期値とする予報の成績がよいことが分かる。このことはつまり、AOI が約 1 ヶ月前から予測できていたことを意味する。現在の天気予報では、大気のカオス性などにより 2 週間を超える予測はできないが、大気の高圧成分を予測することで、2 週間を超えて予測できる可能性を示すことができた。

一方で興味深いことに、本研究で行ったすべての事例で、月をまたいでからの予報精度が悪くなった。一般的に天気予報ではより新しい初期値を使うほど予報精度がよくなるが、本研究のような長期予報では、新しい初期値を使ったほうが必ずしも予報精度がよくなるとは言えなかった。

予報が不安定であることの原因として、1 つは初期値の問題、もう 1 つはモデルの問題が考えられるが、本研究で用いた高圧 S-Model は、初期値に対する鋭敏性が低いため、モデルの問題のほうが大きいと考えられる。その中でも特に、外力をいかにして見積もるかということが重要となってくる。図 23.11 は、高圧 P-Model を用いて正確な外力を与えた場合の AOI の 60 日予報を表している。図中の細実線が実況、太実線が予報を表す。予報が実況にきわめて

表 23.1 AOI の 60 日予報の予報成績

初期値 (2005/06 年)	11/1 (10/1)	11/6 (10/6)	11/11 (10/11)	11/16 (10/16)	11/21 (10/21)	11/26 (10/26)	12/1 (11/1)	12/6 (11/6)
2005/06 年冬	A	B	B	A	B	B	D	D
2006/07 年冬	B	B	B	A	A	A	A	C
1976/77 年冬	D	C	B	B	A	B	C	D
1988/89 年冬	B	A	A	B	B	B	C	D

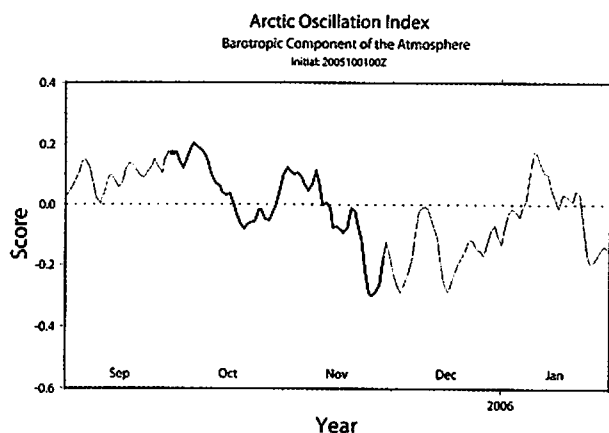


図23.11 2005年10月1日00Zを初期値としたAOIの60日予報。ただし、正確な外力を与えている。実線が実況、太実線が予報を表す。予報が実況に極めてよく合っているため、実線と太実線が重なっている。

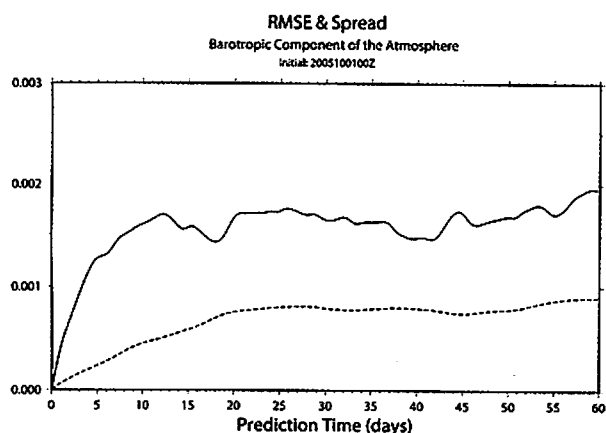


図23.12 2005年10月1日00Zを初期値とした60日予報のRMSEとスプレッド。実線がRMSE、破線がスプレッドを表す。

よく合っているため、太実線と細実線が重なっている。つまり、60日間にわたり正確な予報ができていることが分かる。したがって、正確な外力を与えてやれば正確なAOIの予報をすることができると考えられるが、これまでの研究から、そのような外力の見積もりは容易ではないことがわかっている。

そこで一つの解決策として、今回は外力の誤差を考慮したアンサンブル予報を同時に行った。その結果、単独予報よりも予報がうまくできていた事例が多く見られた。しかし一方で、実況と大きくかけ離れた予報を示すこともあった。この原因としては、モデルバイアスの修正に「平均値」を使っているた

めだと考えられる。各予報ステップで同じ値を用いて修正しているため、実際はもっと大きな修正が必要なところを小さめに見積もってしまい（あるいはその逆）、その誤差が時間とともに発展していき、結果として予報精度が悪くなってしまわないかと思われる。図23.12は、2005年10月1日00Zを初期値とした60日予報のRMSE（Root Mean Square Error: 根号平均二乗誤差）とスプレッドの関係を表している。アンサンブル予報では、スプレッドとRMSEの比が1対1に対応していることが好ましいとされているが、今回の予測実験では、他の初期値の場合でも概ね、スプレッドはRMSEの5割以下程度であった。このことは、摂動の与え方があまり好ましくないことを示しており、摂動の与え方、つまりアンサンブル予報の方法にさらなる改良が必要であると考えられる。

なお、今回は客観的な指標を用いて予報精度の検証をしていない。一般に、天気図などの予報精度の検証にはRMSEやアノマリ相関が用いられるが、本研究ではAOIの長期予報をターゲットにしているためこれらの指標を用いることができず、予報精度の評価が主観的にならざるを得なかった。今後は客観的な指標となるものを導入することが必要であると思われるが、AOは長期的な変動であるため、日々のAOIを細かく検証することよりも長期的なAOIの傾向をとらえることのほうが大切であると考えられる。

## 23.7 結論

本研究では、大気の大気成分を予測する大気大循環モデルを用いて、北半球の冬の天候の指標である北極振動指数（AOI）の長期予測が可能であるかどうかを検証した。

具体的には、記録的な寒冬となった2005/06年冬、対照的に記録的な暖冬となった2006/07年冬、他には1976/77年冬、1988/89年冬の計4例を対象に、それぞれの年の11月頃を初期値としてモデルを走らせ、AOIの60日予測を行った。そして現実のAOIと比べることで、AOIの長期予測が可能であったか

どうかを調べた。なお、モデルによるバイアスを修正するため、初期値直前のある一定期間の誤差平均を用いたアンサンブル予報を行うことで、予報精度の向上を図った。その結果、AOのような順圧的で長い周期をもつ変動は、大気の順圧成分を予測することで、2週間を超えて予測できる可能性が示された。一方で、新しい初期値を用いたほうが予報精度が向上するとは必ずしも言えなかった。また、初期値によっては予報が大きく変わることもあり、日替わり予報的な面も見られた。しかし、モデルバイアスを考慮したアンサンブル予報はコントロールランよりもAOIの変化を正確に予測していることが多く、効果があるものと考えられる。

今後の課題としては、新たな外力のパラメタリゼーション、およびアンサンブル予報の方法の開発が挙げられる。さらに、予報精度の評価のために客観的な指標を導入する必要があるだろう。

#### 〈参考文献〉

- Kasahara, A., 1976: Normal modes of ultralong waves in the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 669-690.
- Kasahara, A., 1978: Further studies on a spectral model of the global barotropic primitive equations with Hough harmonic expansions. *J. Atmos. Sci.*, 35, 2043-2051.
- Kasahara, A., 1984: The linear response of a stratified global atmosphere to tropical thermal forcing. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2217-2237.
- 気象庁平成19年報道発表資料, 2007: <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/stat/tenko061202.pdf>
- 前田修平, 佐藤均, 小林ちあき, 2006: 2005年12月の日本の異常低温と大気大循環. 平成18年度季節予報研修テキスト, 74-86.
- 岡田亮, 2003: 順圧大気大循環モデルによる北極振動(AO)の数値実験. 筑波大学生命環境科学研究科修士論文.
- Swarztrauber, P. N., and A. Kasahara, 1985: The vector harmonic analysis of Laplace's tidal equation. *SIAM. J. Sci. Stat. Comput.*, 6, 464-491.
- Tanaka, H. L., 1991: A numerical simulation of amplification of low-frequency planetary waves and blocking formations by the upscale energy cascade. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2919-2935.
- Tanaka, H. L., 1998: Numerical simulation of a life-cycle of atmosphere blocking and the analysis of potential vorticity using a simple barotropic model. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 76, 983-1008.
- 田中博, 2004: 順圧大気大循環モデルによる北極振動の数値実験およびその力学的考察. 気象研究ノート, 206, 71-107.
- Tanaka, H. L., and E. C. Kung, 1989: A study of low-frequency unstable planetary waves in realistic zonal and zonally varying basic states. *Tellus*, 41A, 179-199.
- Tanaka, H. L., and D. Nohara, 2001: A Study of Deterministic Predictability for the Barotropic Component of the Atmosphere. *Science Reports, Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, 22A, 1-21.
- Tanaka, H. L., and S. Sun, 1990: A study of baroclinic energy source for large-scale atmospheric normal modes. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2674-2695.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature field. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.