

北極振動と気候変動

神戸大学 理学部 地球惑星科学科
地球および惑星大気科学研究室
佐治 憲介

2008年2月29日

要旨

本論文は、北極振動 (Arctic Oscillation: AO) と呼ばれる現象について、Thompson and Wallace (1998) を中心に研究レビューを行ったものである。北極振動とは、Thompson and Wallace (1998) により、 20°N 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 (Principle Component Analysis: PCA) を行い、直交モードに展開し、その最も卓越するモード (第1モード) で定義されたものである。このモードは北極域が負の偏差のとき、中緯度の海上を中心に正の偏差となるようなシーソー的変動であり、北極を中心にほぼ環状対称の構造をしている。AO は様々な高度でその特徴が見られ、鉛直方向に背の高い構造をしている。また、AO に伴い気温や風速などの物理量も変動する。

AO の活動の指標となる AO インデックスは主成分分析をして得られる第1モードの主成分時系列として定義され、この値が正になるときは、北極域では気圧偏差が負であり、中緯度域では気圧偏差が正である。この AO インデックスは近年上昇傾向にあり、近年の地表面気温の上昇傾向とも結びついていると言える。また AO は、大西洋の海洋循環や、北極域の海氷、海洋の変動などに関係しており、近年の AO の正のトレンドにより、それらの近年の変動が説明できる。このように AO は冬季北半球における気候変動を強く支配する現象であり、そのメカニズムを理解することは気候変動予測という観点からも重要であると言える。

目次

1	序論	2
2	解析方法について	4
2.1	解析方法と使用データについて	4
2.2	主成分分析 (Principle Component Analysis: PCA)	5
3	北極振動の特徴	10
3.1	北極振動の定義	10
3.2	地表面気温 (SAT) 偏差場との関係	12
3.3	冬季の成層圏の極渦の変動との関係	14
3.4	AO に伴う 500 hPa 高度場の変動	16
3.5	AO に伴う 1000 - 500 hPa の層厚の変動	17
3.6	北極振動の鉛直構造	17
4	気候変動への影響	18
5	まとめ	20
	謝辞	21
	参考文献	22

1 序論

地球規模の気候変動には様々なものがあり、その動向を観測、予測することは、我々が生活していく上で重要であることは言うまでもない。例えば、防災やビジネスという点においては、その重要度はますます増していくであろう。

地球規模の気候変動を予測する上で重要な概念にテレコネクションと呼ばれるものがある。テレコネクションとは、大気循環・気圧・気温・降水量などが、空間的に離れた複数の場所で互いに相関をもって変動することを言う。この変動により世界各地で大雨、洪水、高温、低温、竜巻や熱帯低気圧の増加・減少などの異常気象が発生し、人的、社会的、経済的被害をもたらされることがある。テレコネクションの代表的なものを幾つかあげると、北大西洋振動 (NAO: North Atlantic Oscillation), エルニーニョ南方振動 (ENSO: El Niño-Southern Oscillation), 太平洋・北米パターン (PNA パターン) などがある。NAO は、本論文中でも触れるが、北半球でのテレコネクションの1つであり、冬季を中心に北大西洋上のアイスランド低気圧とアゾレス高気圧がともに強まったり弱まったりする大気のシーソー的変動のことを言う。ENSO は、インドネシア付近の海面気圧と南太平洋東部の海面気圧とのシーソー的変動であり、よく知られた現象である。PNA パターンは、太平洋から北米へつながる気圧偏差の波列パターンである。

テレコネクションの一つに北極振動 (Arctic Oscillation: AO) と呼ばれるものがある。AO は、Thompson and Wallace (1998) により初めて提唱されたもので、 20°N 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 (Principle Component Analysis: PCA) を行い、直交モードに展開し、その最も卓越するモード (第 1 モード) と定義された。この振動モードは北極を中心にほぼ環状対称の構造をしており、北半球環状モード (Northern hemisphere Annular Mode: NAM) とも呼ばれる (Thompson and Wallace, 2000)。AO は北極域が負の偏差のとき、中緯度の海上を中心に正の偏差となる変動である。また、AO は季節内 (月々) 変動、経年 (年々) 変動、あるいは数十年変動といった様々な時間スケールの変動成分を含んでおり、それぞれの時間スケールで北半球冬季の気候変動を支配する強いパターンである。AO に付随して風速や気温などの他の物理量も変動し、それらの物理量についての解析もなされている。例えば、地表面気温 (SAT: Surface Air Temperature) の上昇傾向などの特徴的な傾向がみられる。AO の活動指標となるもので、AO インデックスと呼ばれるものがあるが、近年その AO インデックスは上昇傾向にあり、SAT はそれと一致した上昇傾向を示している。すなわち、近年の北半球冬季の SAT の温暖化傾向は、AO と結びついていることを示している。また、北極域の海氷面積の減少も傾向も AO によって説明ができる。このように、AO は北半球冬季における気候変動を強く支配するパターンであり、そのメカニズムを解

明していくことは、気候変動予測という観点からも重要であるといえる。

以上を踏まえた上で、本論文では、Thompson and Wallace (1998) を中心とした北極振動とそれに関連する気候変動についての研究レビューを行った。本論文の目的は、まず AO の解析に用いられる主成分分析と呼ばれる多変量統計解析法を理解することである。次の目的は、AO の基礎を理解し、また現在の AO 研究の現状を把握することである。手順としては、まず解析方法について述べ、次に AO のもつ特徴、ならびに気候変動への影響について述べることにする。

2 解析方法について

2.1 解析方法と使用データについて

AO は海面気圧 (Sea Level Pressure: SLP) 変動の空間パターンに基づいて定義される現象である。具体的には、北半球における海面気圧 (SLP) を主成分分析 (経験的直交関数 (EOF) 解析) したものの第 1 主成分によって定義される。この章では、まず、海面気圧 (SLP) の扱いと、解析に使用されるデータについて記す。主成分分析については、次節に記すことにする。

Thompson and Wallace (1998) は、解析する上で等圧面ジオポテンシャル高度という物理量を導入している。SLP と 1000 hPa 等圧面ジオポテンシャル高度との間には以下の関係がある。

$$Z_{1000} = 8(SLP - 1000) \quad (1)$$

Z_{1000} は 1000 hPa に相当するジオポテンシャル高度である。ジオポテンシャル高度とは、単位質量あたりの空気塊がもつ位置エネルギーによって表わされる高度指標であり、重力加速度の鉛直積分で定義されるジオポテンシャルを標準重力加速度 g_0 で割った量のことである。重力加速度は対流圏や下部成層圏では、鉛直方向にほとんど変化しないため、ジオポテンシャル高度と幾何学的高度はほぼ同じ値になる。しかし、一般的には重力加速度は高度、緯度に伴い変化しているため、ジオポテンシャル高度を導入することによって、等圧面高度分布において、より等重的に空間的な比較ができる。

次に、解析に使用されたデータについて説明する。AO は海面気圧 (Sea Level Pressure: SLP) 変動の空間パターンに基づいて定義される現象であるが、この変動パターンに連動する他の等圧面ジオポテンシャル高度分布、および地表面気温 (Surface Air Temperature: SAT) 分布についての解析も行われている。これらの物理量について、Thompson and Wallace (1998) で使用されたデータセットを表 1 に示す。

	Resolution	Period of record	Source
Surface air temperature (SAT)	5×5	1900-6/1997	See Jones [1994] and Parker <i>et al.</i> [1995].
Sea level pressure (SLP)	5×5	1900-4/1997	NCAR Data Support Section
Geopotential height and tropopause pressure	2.5×2.5	1958-6/1997	NCEP/NCAR Reanalysis via NOAA Climate Diagnostics Center

表 1: 使用されたデータセット. (Thompson and Wallace, 1998)

ここで、等圧面ジオポテンシャル高度分布に用いられている NCEP(米国環境予報センター)/NCAR(米国大気研究センター) 再解析データについて少し説明しておく。再解析データとは、過去数十年にわたったデータを、同じ数値予報モデルとデータ同化技術を用いて同化を行い、長期間できる限り均質になるように作成されたデータである。長期間にわたる均質な再解析データは、信頼度は高く、気象・気候研究における基盤データとしては有用なものである。

2.2 主成分分析 (Principle Component Analysis: PCA)

主成分分析とは、多変量解析法の一つで、互いに相関のある多くの変量の値を、できるだけ情報の損失なしに、1つまたは少数個の総合的指標(主成分)で代表させる分析方法である。これは、ある物理量のデータ分布から、その変動パターンの大まかな特徴を捉えたい場合に用いられる方法の一つである。以下、主成分の導出についてまとめておく。

何らかの相関関係のある p 個の地点でのデータ $x_1, x_2, \dots, x_p (p \geq 2)$ で、時系列方向に N 個のデータ $x_{1n}, x_{2n}, \dots, x_{pn} (n = 1, 2, \dots, N)$ が得られたとする。これら N 個の時系列データは、それぞれ p 個の地点での気象要素がランダムに変動しているわけではなく、相互に関連のある変動をしているとみなせるので、この変動を示す関数として、 p 個の変量の 1 次結合で表わすことができる:

$$z_k = a_1 x_{1k} + a_2 x_{2k} + \dots + a_p x_{pk} = \sum_{i=1}^p a_i x_{ik}. \quad (2)$$

添え字 k は、時系列方向に k 番目 ($1 \leq k \leq N$) の瞬間という意味であり、(2) は k 瞬間の空間的な変動を示す関数として表わされたものである。結合係数 a_1, a_2, \dots, a_p は、

$$a_1^2 + a_2^2 + \dots + a_p^2 = \sum_{l=1}^p a_l^2 = 1 \quad (3)$$

という条件を満足するように決定される。この条件のもとで結合係数 a_1, a_2, \dots, a_p を変化させ、 z の分散が最大になるときの z を第一主成分という。

z の分散 $V(z)$ は、

$$V(z) = \sum_{k=1}^n (z_k - \bar{z})^2 / n \quad (4)$$

と表わされる. ここで, z の平均 \bar{z} は,

$$\begin{aligned}
 \bar{z} &= \sum_{k=1}^n z_k/n \\
 &= \sum_{k=1}^n \sum_{i=1}^p a_i x_{ik}/n \\
 &= \sum_{i=1}^p a_i \sum_{k=1}^n x_{ik}/n \\
 &= \sum_{i=1}^p a_i \bar{x}_i
 \end{aligned} \tag{5}$$

と表わされるので, $(z_k - \bar{z})^2$ は以下のように計算できる:

$$\begin{aligned}
 z_k - \bar{z} &= \sum_{i=1}^p a_i x_{ik} - \sum_{i=1}^p a_i \bar{x}_i \\
 &= \sum_{i=1}^p a_i (x_{ik} - \bar{x}_i), \\
 (z_k - \bar{z})^2 &= \sum_{i=1}^p \sum_{j=1}^p a_i a_j (x_{ik} - \bar{x}_i)(x_{jk} - \bar{x}_j).
 \end{aligned} \tag{6}$$

ここで, \bar{x}_i は変量 x_i の平均を表わす. (6) より z の分散 (4) は, 以下のように表わされる:

$$\begin{aligned}
 V(z) &= \sum_{k=1}^n (z_k - \bar{z})^2/n \\
 &= \sum_{i=1}^p \sum_{j=1}^p a_i a_j \sum_{k=1}^n (x_{ik} - \bar{x}_i)(x_{jk} - \bar{x}_j)/n \\
 &= \sum_{i=1}^p \sum_{j=1}^p a_i a_j s_{ij}.
 \end{aligned} \tag{7}$$

s_{ij} は $i = j$ の場合, 変量 x_i の分散を表わし, $i \neq j$ の場合, 変量 x_i と x_j の共分散を表わし, $s_{ij} = s_{ji}$ である.

こうして (3) の条件のもとで (7) の分散を最大化する問題に定式化される. この制約付きの最大化問題は Lagrange の未定乗数 λ を用いて,

$$F(a_1, a_2, \dots, a_p, \lambda) \equiv \sum_{i=1}^p \sum_{j=1}^p s_{ij} a_i a_j - \lambda \left(\sum_{i=1}^p a_i^2 - 1 \right) \tag{8}$$

を最大化する問題に変形される. これを各 a_i で偏微分してゼロとおくと,

$$\frac{1}{2} \frac{\partial F}{\partial a_i} = \sum_{j=1}^p s_{ij} a_j - \lambda a_i = 0, \quad i = 1, 2, \dots, p \quad (9)$$

となる. これを整理すると,

$$\begin{cases} (s_{11} - \lambda)a_1 + s_{12}a_2 + \dots + s_{1p}a_p = 0 \\ s_{21}a_1 + (s_{22} - \lambda)a_2 + \dots + s_{2p}a_p = 0 \\ \dots \dots \dots \\ s_{p1}a_1 + s_{p2}a_2 + \dots + (s_{pp} - \lambda)a_p = 0 \end{cases} \quad (10)$$

となり, また, 分散共分散行列および係数ベクトルをそれぞれ,

$$V = \begin{pmatrix} s_{11} & s_{12} & \dots & s_{1p} \\ & \dots & & \\ & & s_{p2} & \dots & s_{pp} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{a} = \begin{pmatrix} a_1 \\ \vdots \\ a_p \end{pmatrix} \quad (11)$$

とするとき, (9) は,

$$V\mathbf{a} = \lambda\mathbf{a} \quad (12)$$

と表すことができる. (12) は行列 V の固有値問題となっており, その解 λ は行列 V の固有値, \mathbf{a} は固有ベクトルと呼ばれる.

ここで, (10) を a_1, \dots, a_p に関する連立方程式とみる. もし係数行列式がゼロでなければ, クラメルの公式により, この連立方程式はただ 1 つの解 $a_1 = a_2 = \dots = a_p = 0$ をもつ. しかし, 各変量の係数が全てゼロであるというのは無意味な解である. よって (10) が, この無意味な解以外の解をもつためには, 係数行列式がゼロ, すなわち,

$$\begin{vmatrix} s_{11} - \lambda & s_{12} & \dots & s_{1p} \\ s_{21} & s_{22} - \lambda & \dots & s_{2p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ s_{p1} & s_{p2} & \dots & s_{pp} - \lambda \end{vmatrix} = 0 \quad (13)$$

でなければならない. (13) は固有値問題 (12) の特性方程式と呼ばれ, 行列 V の固有値は, その根 $\lambda^{(1)}, \dots, \lambda^{(p)}$ として得られる.

ある固有値 λ と, それに対応する固有ベクトル (a_1, \dots, a_p) が求まったとき, (9) の各式に a_i をかけて整理すると,

$$\sum_{i=1}^p \sum_{j=1}^p s_{ij} a_i a_j = \lambda \sum_{i=1}^p a_i^2 = \lambda \quad (14)$$

となる。(7)より,(14)の左辺は, (a_1, \dots, a_p) を係数にもつ(2)の形の合成変量 z の分散を表わすので, z の分散が固有値に等しくなっていることがわかる。よって合成変量(2)の分散を最大にする係数 a_1, \dots, a_p は,固有値 $\lambda^{(1)} \geq \lambda^{(2)} \geq \dots \geq \lambda^{(p)} \geq 0$ のうち,最大の固有値 $\lambda^{(1)}$ に対応する固有ベクトルとして与えられる。この固有ベクトル $(a_1^{(1)}, \dots, a_p^{(1)})$ の要素を係数とする合成変量

$$z_k^{(1)} = a_1^{(1)} x_{1k} + a_2^{(1)} x_{2k} + \dots + a_p^{(1)} x_{pk} \quad (15)$$

は第1主成分と呼ばれ,その分散は $\lambda^{(1)}$ である。 $\lambda^{(1)}$ が十分大きい場合は,この第1主成分だけでもとの変量もっていた分散のほとんどが説明される。

第2主成分は2番目に大きい $\lambda^{(2)}$ に対応する固有ベクトル $(a_1^{(2)}, \dots, a_p^{(2)})$ の要素を係数とする合成変量

$$z_k^{(2)} = a_1^{(2)} x_{1k} + a_2^{(2)} x_{2k} + \dots + a_p^{(2)} x_{pk} \quad (16)$$

となる。このとき第2主成分の分散は $\lambda^{(2)}$ である。

同様に第3,第4, \dots ,主成分を考えることができる。それらは,分散共分散行列 V の3,4, \dots 番目に大きい固有値 $\lambda^{(3)}, \lambda^{(4)}, \dots$ に対応する固有ベクトルの要素を係数とする合成変量として求められる。(15),(16), \dots を用いて各々のデータ $(x_{1k}, x_{2k}, \dots, x_{pk})$ に対して主成分の値を計算したものを主成分得点という。例えば, p 個の地点で時系列方向に N 個あるデータセット X ,最大の固有値 $\lambda^{(1)}$ に対応する固有ベクトル $\mathbf{a}^{(1)}$ をそれぞれ,

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{21} & \dots & x_{p1} \\ x_{12} & x_{22} & \dots & x_{p2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{1N} & x_{2N} & \dots & x_{pN} \end{pmatrix}, \quad \mathbf{a}^{(1)} = \begin{pmatrix} a_1^{(1)} \\ a_2^{(1)} \\ \vdots \\ a_p^{(1)} \end{pmatrix} \quad (17)$$

とすると,第1主成分の主成分得点 $z^{(1)}$ は次のように表わされる:

$$\mathbf{z}^{(1)} = \begin{pmatrix} z_1^{(1)} \\ z_2^{(1)} \\ \vdots \\ z_N^{(1)} \end{pmatrix} = X \mathbf{a}^{(1)}. \quad (18)$$

この主成分得点は,固有ベクトル $\mathbf{a}^{(1)}$ で表わされる空間パターンと刻々のスナップショットの空間パターンがどれだけ似ているかを数値的に示している。その数値を時間方向に並べることによって, $\mathbf{a}^{(1)}$ で表わされる空間パターンの変動特性が示される。AOの場合は,月々の偏差場と第1経験的直交関数(最大の固有値に対応する

固有ベクトル $a^{(1)}$ との内積を主成分得点 (AO インデックス) としている。AO インデックスが大きな正の値であれば、その月の偏差場は主成分に近く、大きな負の値であれば、主成分と逆のパターンになるといったことを示す。

また、固有値の大きさの順に固有ベクトルが求まり、固有値の総和が全分散となるが、第 n 主成分の固有値を固有値の総和で割ったものを、その主成分の寄与率といい、第 n 主成分で全分散のどのくらいを説明するかを表す。Thompson and Wallace (1998) が定義した AO の寄与率は 22 % である。

実際の解析は主成分解析を用いて次の手順で行われる。

- (i) 海面気圧 (SLP) 偏差分布について主成分分析を行い、その第 1 経験的直交関数 $a^{(1)}$ と主成分時系列 $z^{(1)}$ を取り出す。
- (ii) 他の物理量の偏差の時系列を (i) で得られた主成分時系列へと回帰させる。

回帰させるとは、(i) で得られた主成分時系列 $z^{(1)}$ を、他の物理量の時系列データ Y の線形結合として表すことを指し、その結合係数を $b = (b_1, b_2, \dots, b_p)$ とすると、

$$z^{(1)} = Yb + e \quad (19)$$

とすることである。 $e = (e_1, e_2, \dots, e_p)$ は Y だけでは説明しきれない部分の誤差であり、この誤差を最小にする結合係数 b を回帰係数という。その回帰係数はデータの変動のうち、主成分時系列と変動している度合いを表わしている。また、主成分時系列は標準偏差が 1 になるように規格化され、これは無次元化されていることを意味するので、回帰係数は使用された他のデータと同じ単位をもつ。よって、回帰係数はそのデータの平均場からの変動振幅を表わすことになる。回帰係数をグリッド上にプロットした回帰図は、(i) のモードと関連した変動振幅を示す。このように、海面気圧 (SLP) 変動の空間パターンに連動する他の等圧面ジオポテンシャル高度分布、および地表面気温 (SAT) 分布について解析が行われる。

3 北極振動の特徴

3.1 北極振動の定義

北緯 20° 以北の北半球域における冬季 (11 月 - 4 月) の月平均海面気圧 (SLP) 偏差の第 1 主成分を図 1 に示す. すなわち, 北半球冬季の SLP 分布の最も卓越するモードである. このモードには以下の空間的な特徴が見られる.

- 北極域を中心にほぼ環状の対称性をもつ.
- 北極域と中緯度との間のシーソー的変動をしている.
- 北極域が負の偏差のとき, 中緯度の海上を中心に正の偏差となっている

この SLP 分布の主要な変動モードが北極振動 (AO) と定義されるものである. 環状の構造をしていることから, 北半球環状モード (Northern hemisphere Annular Mode: NAM) とも呼ばれる (Thompson and Wallace, 2000). また図 2 より, このモードは過去 98 年間にわたる, 季節内変動, 経年変動の両方を支配する強いパターンであることがわかる.

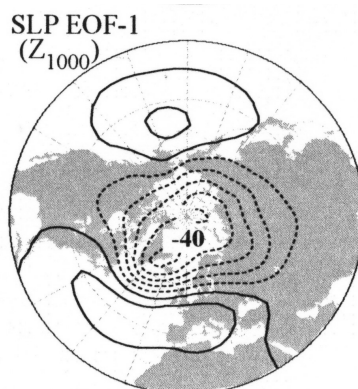


図 1: 1947 年 - 1997 年の冬季 (11 月 - 4 月) の月平均海面気圧 ((1) 式の関係を用いて Z_{1000} で表わされる) 偏差場の第 1 経験的直交関数をプロットした図. 等値線間隔は, 10 m (-5, 5, 15 m, ...) である. (Thompson and Wallace, 1998)

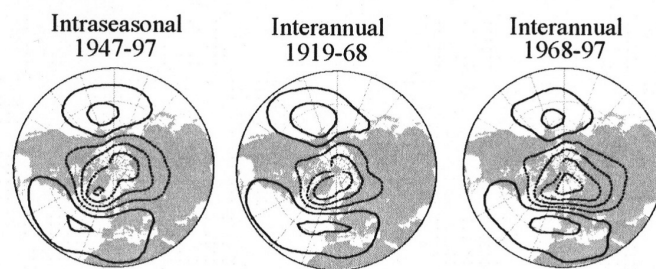


図 2: 規格化された冬季 (11 月 - 4 月) の海面気圧 (SLP) 偏差場の第 1 経験的直交関数. 左から, 1947 年から 1997 年の季節内変動, 1919 年 - 1968 年の季節平均した経年変動, 1968 年 - 1997 年の季節平均した経年変動を表わしている. (Thompson and Wallace, 1998)

また, このパターンには多くの北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation: NAO) の特徴がみられる. 北極域の負の中心はアイスランド付近にあり, 中緯度付近の正の中心は大西洋中部にある. それは気候学的にいうと, それぞれアイスランド低気圧, アゾレス低気圧がある場所で, 大西洋領域での AO は, これらが強まったり弱まったりする NAO を表わしていることになる. しかし, Thompson and Wallace (1998) は AO を, 帯状対称性がより強いことや, 成層圏まで伸びる鉛直構造などから, 北半球において広く支配する変動として NAO と区別して定義した.

ここで AO の活動の指標となる AO インデックスについて述べておく. Thompson and Wallace (1998) は, SLP 偏差場を主成分分析して得られる第 1 モードの主成分時系列を AO インデックスと定義している. この値が正になるときは, 北極域では気圧偏差が負であり, 中緯度域では気圧偏差が正である. 逆にこの値が負になるときは, 北極域での気圧偏差は正であり, 中緯度域では負である. 過去 30 年間, この AO インデックスは 10 年程度の変動に重なり, 増加する傾向が見られる (図 3). 次節でも述べるが, この AO インデックスの増加傾向は, 近年の地表面気温の増加傾向とも結びつきがあると考えられる.

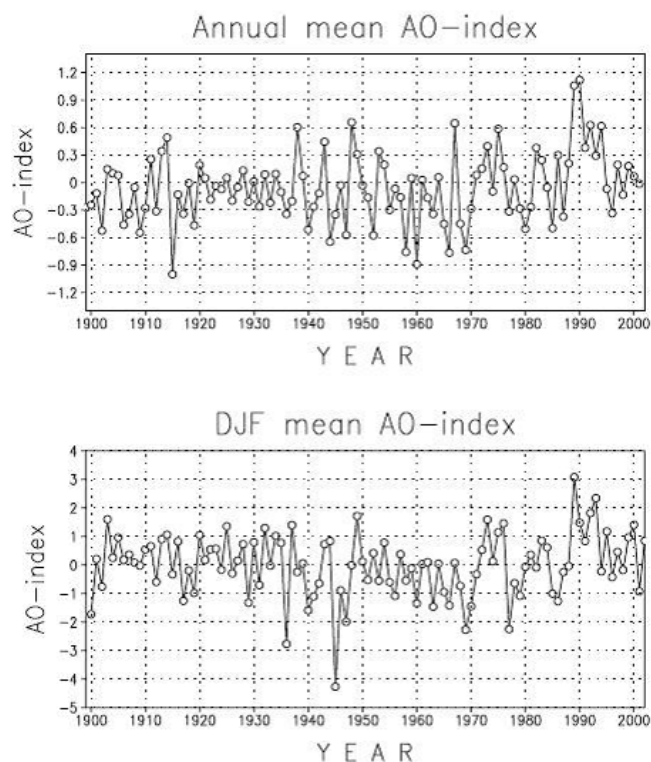


図 3: AO インデックスの経年変動. 上図は年平均, 下図は冬季 (12, 1, 2 月) 平均.

3.2 地表面気温 (SAT) 偏差場との関係

図 4 は冬季の月平均地表面気温 (SAT) 偏差を AO インデックスに回帰させた図である. このときの AO インデックスは先に述べたとおり規格化されており, 図は AO インデックスが 1 のときの SAT 偏差場を表わしている. この図から, AO の位相が正のとき, ヨーロッパから東シベリアまでユーラシア大陸北部を中心に高温偏差になっていることがわかる. このとき, 日本も暖冬になる傾向がある. 一方, 中近東からアフリカ北部にかけて, またカナダ北東部は低温偏差になっている.

また特徴としては, SAT 偏差場の空間構造は環状対称性をもっていないことがわかる. Thompson and Wallace (1998) は, この SAT 分布の非対称性について, 冬季における海洋と大陸の熱容量の相違から生じたものであると推測している. つまり, 冬季においては相対的に海洋の大気は温暖で, 大陸の大気は寒冷であり, 温度が強い帯状流により移流されることで, SAT 分布は図 4 のような非対称性をもつ

空間構造になるというのである。

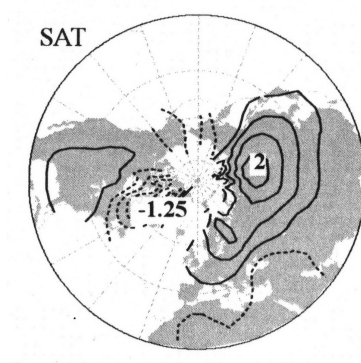


図 4: AO インデックスに回帰した冬季の地表面気温 (SAT) 偏差場. 等値線間隔は, 0.5 K (-0.75, -0.25, 0.25 K, ...) (Thompson and Wallace, 1998)

表 2 は 1900 年 - 1995 年の冬季 (11 月 - 4 月) の, 地表面気温 (SAT) の NAO, AO に対する相関係数を表わしている. 相関係数とは, 2 つの変数の間の相関 (類似性の度合い) を示す統計学的指標である. 数学的には, 2 変数 (x, y) の共分散を, x の分散と y の分散の積の平方根で割った値である. 原則として単位は無く, -1 から 1 の間の実数値をとり, 1 に近いときは 2 つの変数には正の相関があるといい, -1 に近ければ負の相関があるという. 0 に近いときはもとの変数の相関は弱い. 表より, AO は北半球の地表面気温において, NAO よりも大きな分散になっていることがわかる. すなわち, 北半球の地表面気温偏差は NAO よりも AO との結びつきが強いということである.

	$T_{\text{NH Land}}$	$T_{\text{NH Land+Ocean}}$	T_{Eurasia}^b
NAO	0.17	0.16	0.23
AO	0.39	0.36	0.55

表 2: 1900 年 - 1995 年の冬季 (11 月 - 4 月) の, 地表面気温 (SAT) の NAO, AO に対する相関係数 (r). (Thompson and Wallace, 1998)

図 5 は 1900 年 - 1997 年の SAT および SLP の主成分時系列を表わしている. この図は次の手順で得られたものである. 図 1, 図 4 におけるそれぞれの偏差分布を

AO インデックスに回帰させ回帰図を得る。1900年 - 1997年のそれぞれの月で、偏差分布と回帰図の空間分布との相関係数を得る。この図の特徴は、1970年あたりから各時系列それぞれに上昇傾向があることである。さらに、近年(1990年あたり以降)では、それまでにはみられなかった明瞭な上昇傾向が表われている。また、各時系列は経年変動の時間スケールで類似しており、強い結びつきがあることがわかる。これらから、AOの長期のトレンドは近年における地球温暖化と関係しているとも考えられる。

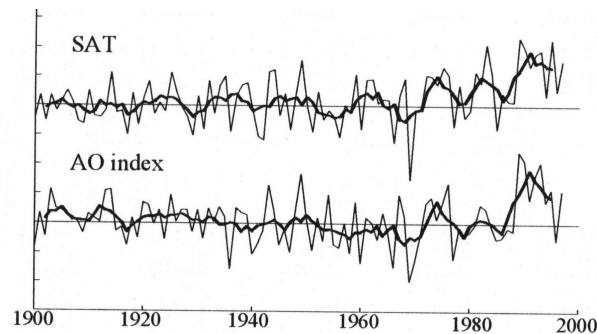


図 5: 1900年 - 1997年のSATおよびSLPの規格化された主成分時系列。細線は各年の冬季の季節平均を表わし、太線はその5ヶ年移動平均を表わす。(Thompson and Wallace, 1998)

3.3 冬季の成層圏の極渦の変動との関係

図6はAOインデックスに回帰した冬季(11月 - 4月)の50 hPaの高度偏差場である。このパターンは図1のSLP偏差変動パターンによく似ており、表3で示されるように、その時系列はAOインデックスに強く相関している。図7左図は、冬季の気候学的な50 hPa高度場を示している。この巨大な低気圧を中心とする大気の循環を極渦というので、図6は成層圏での極渦の強弱の変動パターンといえる。図7右図は、冬季の50 hPa高度場の第1経験的直交関数を示している。これを図6と比較すると全く一致しているといっても過言ではない。Thompson and Wallace (1998)は、実際にSLPを50 hPa高度場の第1経験的直交関数に回帰させると、図1のSLP変動パターンとほぼ等しいパターンが再び得られると述べている。これらことから、AOは、SLP分布の変動という代わりに、極渦が強まったり弱まったりする変動ともいえる。

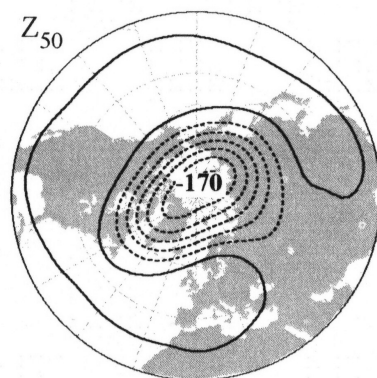


図 6: AO インデックスに回帰した冬季 (11 月 - 4 月) の 50 hPa の高度偏差場. 等値線間隔は, 30 m (-45, -15, 15 m, ...) (Thompson and Wallace, 1998)

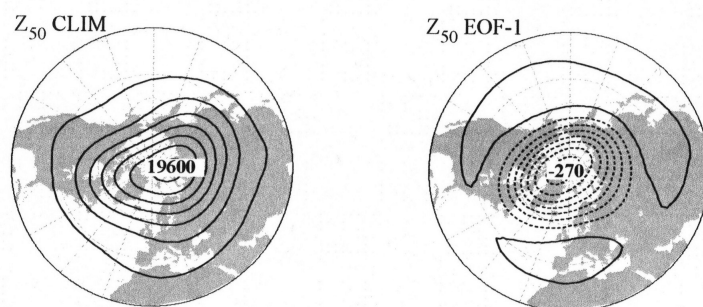


図 7: 左図: 1958 年 - 1997 年の気候学的な冬季 (11 月 - 4 月) の 50 hPa 高度場. 等値線間隔は 150 m. 右図: 1958 年 - 1997 年の冬季 (11 月 - 4 月) の 50 hPa 高度場の第 1 経験的直交関数. 等値線間隔は 40 m (-60, -20, 20m, ...) (Thompson and Wallace, 1998)

AO	Monthly	Interannual	Intraseasonal
Z_{500}	0.95	0.95	0.94
Z_{50}	0.63	0.80	0.53
$T_{Eurasia}$	0.62	0.77	0.53
$Z_{500}-Z_{1000}$	0.88	0.94	0.85

表 3: 1958 年 - 1997 年の冬季 (11 月 - 4 月) における AO インデックスとの相関係数 (r). (Thompson and Wallace, 1998)

3.4 AO に伴う 500 hPa 高度場の変動

次に, AO に伴う 500 hPa 高度場の変動について述べる. 図 8 は, AO インデックスに回帰した冬季 (11 月 - 4 月) の 500 hPa の高度偏差場である. グリーンランド付近を中心とした北極域に負の領域があり, その領域はカスピ海から中近東へと伸びている. 正の領域はヨーロッパを中心に東西に広がる領域, 極東や北太平洋域にみられる. このパターンはほぼ環状の構造であるが, ユーラシア上ではヨーロッパ, 西シベリア, 極東で, 正, 負, 正となる波状のユーラシアパターンがみられる.

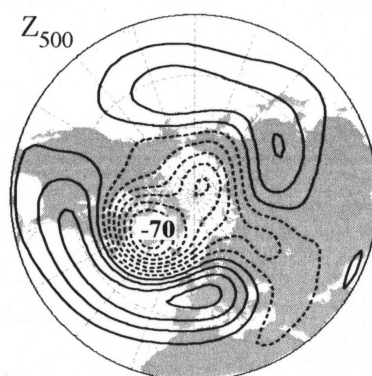


図 8: AO インデックスに回帰した冬季 (11 月 - 4 月) の 500 hPa の高度偏差場. 等値線間隔は, 10 m (-5, 5, 15 m, ...) (Thompson and Wallace, 1998)

3.5 AOに伴う1000 - 500 hPaの層厚の変動

図9はAOインデックスに回帰した冬季の1000 - 500 hPaの層厚(thickness)偏差場である。層厚とは、2つの異なる気圧面でのジオポテンシャル高度差、気層の厚さのことである。この図は、図4のSAT偏差分布とよく似た空間分布をもつ。このことは、等温度面と等圧面が等しいという順圧的な構造が対流圏にみられることを示している。

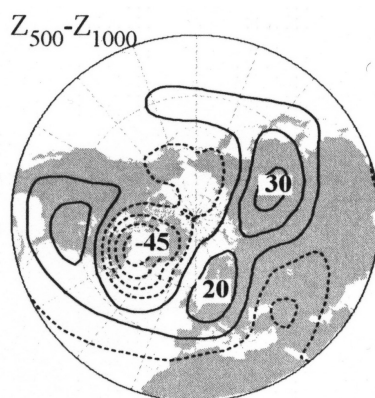


図 9: AO インデックスに回帰した冬季 (11 月 - 4 月) の 1000 - 500 hPa の厚層 (thickness) 偏差場. 等値線間隔は, 10 m (-5, 5, 15 m, ...) (Thompson and Wallace, 1998)

3.6 北極振動の鉛直構造

これまで AO が地表面だけに限らず、鉛直的構造をもつことを示唆してきた。図 10 は、Thompson and Wallace (2000) により得られた AO インデックスに回帰した平均東西風偏差である。図より、AO は地表から下部成層圏までほぼ順圧的な構造を持ち、北極域と中緯度域の間の平均東西風のシーソー的変動であることがわかる。これは、北極域で西風が強化されると、中緯度では西風が弱められるという変動である。さらに、北極域では成層圏に至るまで高度とともに変動振幅が強まっているという特徴がわかる。3.3 節で、AO は成層圏の極渦の変動のシグナルであることを述べたが、この図により、対流圏から成層圏まで一貫して支配する変動であることがわかる。このように AO は背の高い構造をしている。

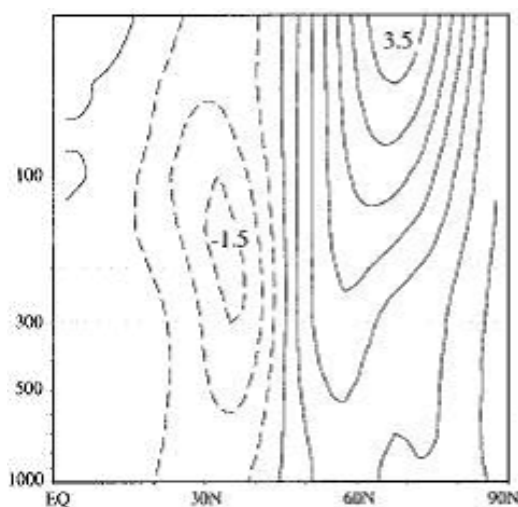


図 10: AO インデックスに回帰した東西平均風. 等値線間隔は, 0.5 m/s (-0.75, -0.25, 0.25 m/s, ...) (Thompson and Wallace, 2000)

4 気候変動への影響

先に述べたとおり, 近年 AO には正のトレンドがある. もし, 冬季の極渦の強まりが続くと, 広範囲にわたって気候変動にわずかながら悪影響を及ぼす可能性があることを Thompson and Wallace (1998) は結びの言葉として述べている. 以下は, そこで挙げられた例である.

- 風による Beaufort Gyre の弱まりは, 北極の群氷の広さ, 厚さを減少させる.
- グリーンランド西方の海洋の冷却の強化や深い対流によって, 異常に大量のラブラドル海の水が生み出され続ける.
- 海洋温度や海氷境界の変動は, 北大西洋における偏西風の強まりと相まって, 漁業に影響を及ぼす.

- ユーラシアにおける冬と春の降水パターンの変動は、土壌の水分の量や、成長期の植物に影響を及ぼす。

Beaufort Gyre は、北極海のアラスカ側に広がるビューフォート (Beaufort) 海を周回する時計回りの流れである。AO が正であると、低気圧性の循環偏差 (反時計回り) となり、Beaufort Gyre を弱める。また、北極海の大西洋側ではアイスランド低気圧が強まる。それによって南風が強まるグリーンランド海やバレンツ海の海氷は減少する。一方、グリーンランド西方のラブラドル海では北風が強まり海氷は拡大する。最近 (1990 年代以降) の北極域の海氷面積の減少傾向は、AO の正のトレンドによって大部分の説明ができる。

5 まとめ

AO は冬季北半球の循環で卓越する変動パターンであり、北極域と中緯度域の気圧の間のシーソー的変動である。また、冬季北半球の気候変動を強く支配し、その構造は対流圏から成層圏まで伸びる背の高い構造である。SAT の変動とも強く結びついており、例えば、AO が正位相の場合、我々のいる日本を含めた、ヨーロッパから東シベリアまでユーラシア大陸北部を中心に高温偏差となり、中近東からアフリカ北部、カナダ北東部は低温偏差となる。また AO は大西洋の海洋循環や、北極域の海氷、海洋の変動と関係しており、近年の AO の正のトレンドにより、それらの近年の変動が説明できる。

ここで課題となる予測可能性について述べておく。AO は対流圏から成層圏まで一貫して見られる現象であるが、成層圏のほうが対流圏よりも先に変動することが知られている。これは、成層圏の AO 変動から対流圏の AO 変動、そして異常気象が予測できる可能性があることを示唆する。したがって、成層圏の AO は冬季の 1、2ヶ月先の長期予報には有用な指標であるといえる。

一方、AO には、その妥当性や実在性について批判的な見解があることを紹介しておきたい。そもそも AO は統計的に得られたものであり、物理的な実体を持っているとは言えないというのが批判側の主張である。以下、その例として、気象研究ノート、第 206 号「北極振動」の中で、伊藤久徳氏により紹介されたものを挙げる。第 1 に問題となるのは、Thompson and Wallace (1998) の導入した定義であり、なぜ、最初に SLP という物理量を用いて定義したのかという点である。SLP ではなく 500 hPa 高度で EOF 解析を行うと、その第 1 モードは環状モードとはいえないものを示すことがわかっている。しかし、AO インデックスに回帰させた 500 hPa 高度の図 (図 8) は環状モードになる。パターンを決定する際に、SLP と 500 hPa 高度のどちらが重要であるかは決めれないはずである。また、EOF 解析という手法にも問題はある。EOF 解析は空間相関を持つ 2 つの卓越モードがあると、2 つの混ざったパターンを示すという点である。Thompson and Wallace (1998) では、AO がそうでないという証拠は示されていない。

今後の AO 研究の課題は、まず、以上例として述べた AO の妥当性や実在性の有無について明らかにすることである。このことを踏まえた上で、AO について物理的な考察を行うことを筆者の今後の課題とする。

謝辞

本論文テーマを決定する際、相談にのって下さった林教授、岩山准教授に深く感謝の意を表わします。特に岩山准教授には貴重な時間を割いていただき、執筆に対して多くの助言をいただきましたことにつき、深く感謝いたします。その他、様々な助言、激励を下された院生の方々、同期生の皆様にも感謝の意を表わし、ここに深く御礼申し上げます。

参考文献

- [1] 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.
- [2] Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000-1016.
- [3] 伊藤久徳, 2005: 見かけの北極振動と真の北極振動 -北極振動の実在性をめぐって-. 気象研究ノート, 第 206 号 「北極振動」, 山崎孝治 編集, 日本気象学会, 159-181.
- [4] 田中豊, 脇本和昌, 2004: 多変量統計解析法, 現代数学社, 296 pp.
- [5] 山崎孝治, 2005: 北極振動の概要. 気象研究ノート, 第 206 号 「北極振動」, 山崎孝治 編集, 日本気象学会, 1-9.