



Title	北極振動と日本の気候
Author(s)	山崎, 孝治; Yamazaki, Koji
Description	1章 10年~100年スケールの気候変動の観測, 気候復元とモニタリング
Citation	低温科学, 65, 13-19
Issue Date	2007-03-23
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/20450">https://hdl.handle.net/2115/20450</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	YAMAZAKI.pdf





# 北極振動と日本の気候



山崎 孝治 北海道大学

冬季の北半球で卓越する変動パターンである北極振動について, その構造, 成層圏との関係, 成因, 季節変化及び日本の気候との関係をレビューする. 北極振動は北極域と中緯度域の気圧のシーソー変動であり, 高緯度西風ジェットの変動である. 平均風と擾乱の相互作用により卓越する. 冬季は成層圏まで延びておりほぼ順圧的構造をしている. 北極振動の位相が正, 即ち, 北極域の気圧偏差が負のときには, 日本, 特に北日本で暖冬になりやすい傾向にある. 夏の北極振動は北にシフトした構造をもち, 正の位相のときオホーツク海高気圧が発達しやすい.

## 1. 北極振動とはなにか

北極振動 (Arctic Oscillation: AO) とは Thompson and Wallace (1998)<sup>1)</sup> によって使われた言葉で, 北半球 (20 N以北) の月平均海面気圧場の主成分分析によって得られた冬季に最も卓越する変動パターンである. 北極振動は北極域と中緯度域の気圧偏差のシーソー的な変動である. 中緯度域での活動中心は北大西洋と北太平洋にあるが, 大きく見れば環状的である. 海面気圧の第1主成分で定義された北極振動の時系列スコア (北極振動指数) に回帰して北極振動の鉛直構造を調べると, 中部成層圏までシグナルがあり, 成層圏では文字通り環状をしている.

Thompson and Wallace (2000)<sup>2)</sup> では南半球についても同様の解析を行い, 北極振動は北半球環状モード (Northern Annular Mode: NAM), 南半球の第1主成分は南半球環状モード (Southern Annular Mode: SAM) と名付けた. SAMはNAMより環状度が強い. 両環状モードとも寒候期に卓越し, NAMは冬季に, SAMは春に活発で, 活発季には成層圏までシグナルがある.

## 2. 北極振動と北大西洋振動

北極振動指数が+1に対応する海面気圧偏差を図1に示す. 負の値は北極域にあり, 正の値の中心は中部北大西洋からヨーロッパにかけての領域と北太平洋にある. 北極域の負の中心はアイスランド付近にあり, ここは気候学的にアイスランド低気圧がある場所である. 一方, 大西洋中部の正の中心は気候学的にはアゾレス高気圧がある場所である. 即ち, 大西洋領域での北極振動は, アイスランド低気圧とアゾレス高気圧が共に強まったり弱まったりする変動を表しており, これは北大西洋振動

(North Atlantic Oscillation: NAO) として昔から知られていたものである. このため, 北極振動は主成分分析によって統計的に得られたものであって物理的には北大西洋振動が本質であるという主張がある (Deser, 2000<sup>3)</sup>, Ambaum et al., 2001<sup>4)</sup>, Itoh, 2002<sup>5)</sup>). その根拠として北極振動の太平洋域の中心と大西洋域の中心とは相関がほとんどないことが指摘されている. 批判者の立場からは次のように解釈できる. 中緯度域と北極域のシーソーである大西洋のNAOがあり, それとは別にさらに太平洋域にアリューシャン低気圧の変動がある. アリューシャン低気圧が深まるときは北極域で気圧が高くなるシーソーがある. 両方のシーソーが重なると北極域で変動が大きくなり, 主成分分析を行うとAOが卓越するように見えるというものである.

一方, これに対する反論は以下のとおりである. AOは物理的に存在し, AOとは別に第2モードとしてPNAパターン (太平洋・北アメリカパターン: Pacific North

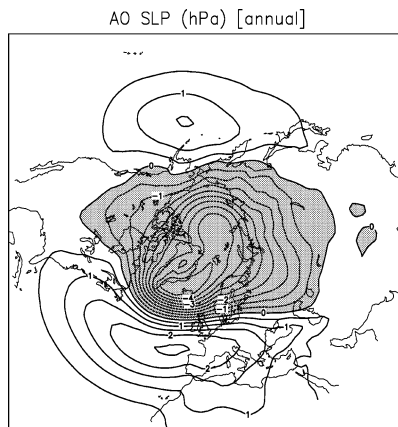


図1 北極振動に伴う海面気圧偏差. 等値線間隔は0.5 hPa. 負の領域に陰影. Thompson and Wallace (2000)<sup>2)</sup> の北極振動指数を用いて NCEP/NCAR 再解析データの1958-1997年の各月の海面気圧の回帰係数を求めてプロットした. 山崎 (2004)<sup>25)</sup> より引用.

America)が大西洋域まで延びたパターンがあり、このパターンが中緯度太平洋域と中緯度大西洋域との間で逆相関であるので、AOの太平洋域と大西洋域で相関が見られないのである(Wallace, 2000<sup>6)</sup>, Wallace and Thompson, 2002<sup>7)</sup>). このようにAOの実在性をめぐって、論争が続いている。いろいろ批判はあるにせよ、冬季北半球で卓越するパターンはAO(またはNAO)であることの実用的な意味はある。また、ほぼ環状の変動が両半球で卓越し、北半球では地形・海陸分布の影響で変形されるという古くて新しいパラダイムを提出した意義も大きい(Wallace, 2000<sup>6)</sup>). さらに、AOを通じて北半球冬季の季節内変動及び年々変動に関する研究が進んだのでありAOの意義はあるというべきであろう。

### 3. 北極振動と極夜ジェット

北極振動は東西平均東西風の偏差を伴っている(図2)。北極振動は活発季(晩冬季)には地表から下部成層圏までほぼ順圧的構造をもち、北緯55度付近と35度付近の平均東西風の季節的変動が示される。北極振動は高緯度ジェットの強さの変動であるといえる。成層圏では極の周囲の西風ジェットを極渦というので、対流圏まで含めて以後、極渦という。つまり極渦が強まったり弱まったりする変動が北極振動である。冬季北半球成層圏の高度場の主成分分析を行うと、環状のパターンが

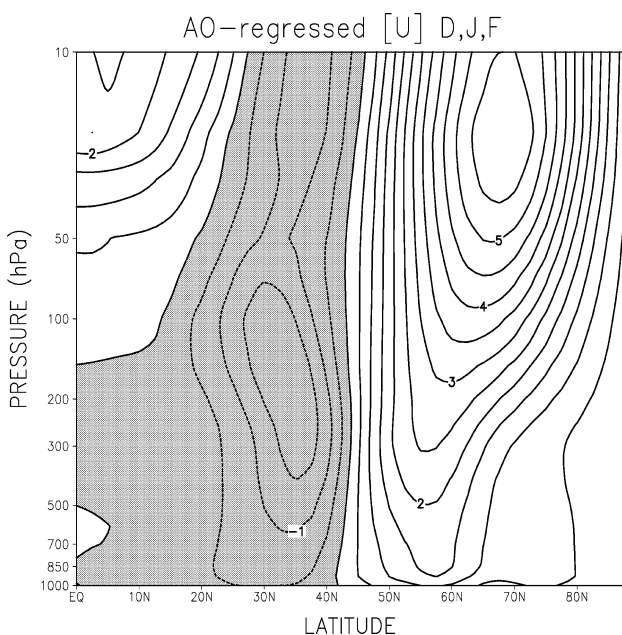


図2 北極振動指数に回帰した冬(12, 1, 2月の3ヶ月平均)の東西平均東西風。等値値間隔は0.5 m/s。NCEP/NCAR再解析データ(1958-1997年)を使用して作成した。山崎(2004)<sup>25)</sup>より引用。

第1主成分となり、極渦の強さの変動が卓越している(Baldwin and Dunkerton, 1999)<sup>8)</sup>。

本質的にAOと同じパターンは、成層圏と対流圏の同期した変動を調べた研究で1998以前にすでに見ついていた(例えば、Baldwin et al., 1994<sup>9)</sup>, Kodera et al., 1996<sup>10)</sup>). そのため、Thompson and Wallace(1998)<sup>11)</sup>が現れると成層圏・対流圏相互作用の観点からのAOの研究が間髪を入れず現れた。成層圏にはプラネタリー波と平均流の相互作用による成層圏極夜ジェット振動(Polar night Jet Oscillation)と称する数ヶ月の時間スケールの変動が存在する。対流圏から成層圏へ伝播するプラネタリー波は成層圏の平均東西風を減速する働きをする。初冬に中緯度成層圏界面付近を中心に東西風の弱い領域ができると、平均東西風の変化によりプラネタリー波の伝播特性が変わり、より減速するようになり減速域は極方向・下方へ移動する。成層圏突然昇温も成層圏極夜ジェット振動の弱風の位相が高緯度に達した時に起こる。中高緯度下部成層圏で東西風が十分弱まるとプラネタリー波は成層圏には伝播しにくくなり上部成層圏では西風が強くなる。このようなプロセスで成層圏極夜西風ジェット、即ち極渦は強弱を繰り返す。成層圏での偏差が成層圏下部に達したとき、しばしば対流圏まで伝播し対流圏のAO/NAOパターンが形成される(Kodera et al., 1999<sup>11)</sup>, Baldwin and Dunkerton, 1999<sup>8)</sup>). 成層圏極夜振動は南北両半球に存在するが、プラネタリー波の振幅が南半球では小さいので南半球の方が周期が長く5, 6月(南半球の初冬)から10, 11月(春)までかかって上部成層圏から対流圏へ降りてくる。一方、北半球では約3ヶ月で上部成層圏から対流圏へ偏差が降りてくる。

成層圏と対流圏の極渦は、上述のように成層圏の極渦が先に变化する。従って、成層圏のAOから対流圏のAO変動、ひいては異常気象が確率的にはあるが予測できる可能性がある(Baldwin and Dunkerton, 2001)<sup>12)</sup>。実際、成層圏AOが負であるとその後、60日程度の期間に、中緯度の各地で異常低温が起りやすい(Thompson and Wallace, 2001)<sup>13)</sup>。AOが正であれば逆となる。従って成層圏の北極振動は冬季の1, 2ヶ月先の長期予報には有益な先行指標となるであろう。

### 4. 北極振動の成因

北極振動/北半球環状モードは北半球で卓越する変動であるが、では、なぜ卓越するのであろうか。AOを極渦の強さの変動と考えれば、帯状平均東西風の変動がなぜ

引き起こされるのかという観点からの解析が可能である。ただし東西平均場、即ち平均子午面循環だけでは AO は説明できない。なぜなら AO に伴う平均子午面循環は AO が正の時、対流圏上層の北緯 55 度付近、即ち西風偏差が正の所で赤道向きでありコリオリ力により西風を減速する方向になっているからである。そのため何らかの波動が西風運動量を運んで西風を強化しなければならぬ。従って AO について平均東西風と波動の相互作用という視点からの解析が行われた。観測データや大気大循環モデルを用いた解析から、プラネタリー規模及び総観規模の波動擾乱が AO を生成・維持していると考えられる (Ohhashi and Yamazaki, 1999<sup>14)</sup>, Yamazaki and Shinya, 1999<sup>15)</sup>, Limpasuvan and Hartmann, 1999<sup>16)</sup>, 2000<sup>17)</sup>). 平均流と渦の間に正のフィードバックが働くため、摩擦や放射減衰の存在にも関わらず、大気中で卓越する変動として現れると考えられる。この波と平均流の正のフィードバックを単純化していえば、以下の通りである。平均東西風に南北ダイポール型の偏差があると元々南北に立っていた波動 (例えばトラフ) は移流効果によって傾く。傾いた波動 (トラフ) は南北方向に西風運動量を輸送し、元のダイポール型の東西風偏差を強める。これが tilted trough メカニズム (Kimoto et al, 2001)<sup>18)</sup> である。また、Kimoto et al (2001)<sup>18)</sup> では、気候平均場の周りで力学方程式を線形化したときの第一特異 (準中立) モードとして北極振動と良く似たパターンを得ている。北極振動は本質的には大気内部の力学で生ずる卓越変動であり、エルニーニョなどの大気海洋相互作用によるものとは異なる。

## 5. 北極振動が注目される理由

北極振動が注目されて流行になった背景を考えてみる。第一に、北半球規模の変動の卓越モードであるという点で北半球の気候変動を語るときに、これまではエルニーニョだけであった感があるが、そこに北極振動という役者が加わり、両者で気候変動のおおまかな点は理解できるということである。第 2 に、地球温暖化に伴い、環状モードが正のトレンドを持つのではないかと注目された。

冬季の北極振動指数の最近 30 年の時系列には、10 年程度の変動に重なって増加する傾向が見られる。近年の北半球冬季の地表気温の温暖化傾向の半分は AO で説明できる (Thompson et al., 2000)<sup>19)</sup>。北極海の海水面積の長期変動や減少トレンドも冬の AO/NAO の変動とよい関係がある (Rigor et al., 2002)<sup>20)</sup>。では、最近の

AO/NAO index の増加傾向自身は CO<sub>2</sub> など温室効果気体の増加によるもの (いわゆる地球温暖化) であろうか、それとも単なる自然変動なのだろうか。気候モデルによる CO<sub>2</sub> 増加実験によると AO は正になるという結果が得られている (例えば, Miller et al., 2006)<sup>21)</sup>。即ち、CO<sub>2</sub> の増加によって AO が正になりユーラシア大陸を中心に温暖化が大きくなっていると考えられている。その際、成層圏をちゃんと入れたモデルでは CO<sub>2</sub> 増大に伴い AO の位相が変化するが、成層圏の表現が不十分なモデルでは変化しないという結果 (Shindell, et al., 1999)<sup>22)</sup> が報告されている。北極振動の正のトレンドには、温室効果ガスの増加以外にオゾン層破壊の影響も大きい。特に、南半球環状モードの正のトレンドにはオゾン減少の効果が大きい。

1960 年代以降 20 世紀までは AO に正のトレンドが見られたが、最近の AO インデックスをみると正のトレンドは小休止したように見える。温暖化とオゾン層破壊によって北極振動は正のトレンドを持つものの、20 世紀後半の顕著な上昇トレンドは自然変動も含んでいるのであろう。今後どうなるか注目に値する。

## 6. 日本の気候との関係

北極振動は北半球の気温偏差と関係がある。図 3 は北極振動指数に回帰した NCEP/NCAR 再解析データ (1949-2002 年) による冬平均 (12, 1, 2 月平均) の地上付近 (925 hPa) の気温の回帰係数を示してある。即ち、北極振動指数が 1 であるときの気温偏差を示す。北極振動が正の位相では、ヨーロッパから東シベリア・日本までユーラシア大陸北部を中心に高温偏差となる。一方、中近東からアフリカ北岸及びカナダ北東部は寒冷となる。

北極振動が正であると日本では暖冬になりやすく、負であると寒冬になりやすい。例えば、札幌の冬季の平均気温と北極振動指数との間の相関係数は 0.66 で、有意水準 99% で有意な相関がある。これは図 1 の海面気圧偏差から理解できる。AO が正であるとアリューシャン低気圧が弱まり日本付近は東風偏差となり西風が弱まる。そのため寒気移流が弱まるので日本では暖冬になると考えられる。

前項では、北極振動に伴う気温偏差をみたが、逆に日本の気候の変動には何が影響するかを調べてみる。そのために日本の気候の変動において卓越するパターンを気象庁の気象官署の月平均気温データの主成分分析で取り出す。すると第 1 モードは日本全体で高温であるか低温

AO-regressed Temperature at 925hPa (DJF)

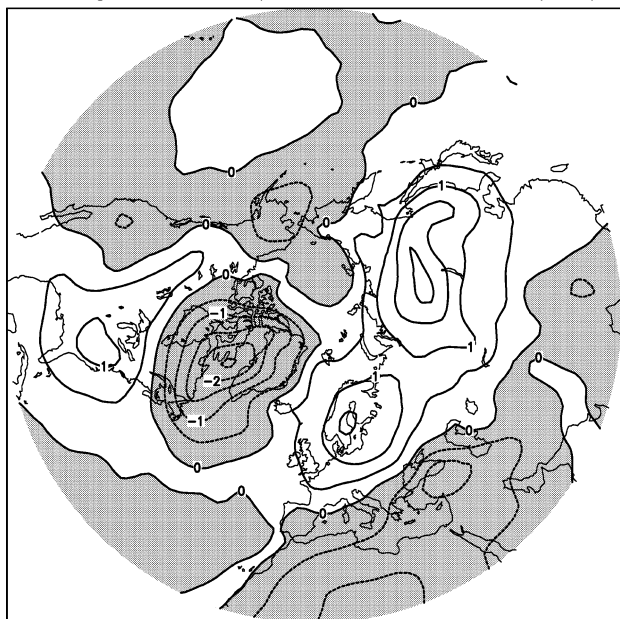


図3 AO インデックスに回帰した冬(12, 1, 2月平均)の 925 hPa の気温。等値線間隔は 0.5 K。NCEP/NCAR 再解析データ (1949-2002 年) を使用した。山崎 (2004)<sup>25)</sup> より引用。

であるかのパターンとなり、第2モードは北・東日本と西日本のシーソー的変動となる(石丸, 2006)<sup>23)</sup>。月によって多少異なるが、概ね、第1モードは全分散の70%程度を説明し、第2モードは20%程度を説明する。図4は、日本全体が暖かいか寒いかを表す1月の第1モードの時系列と500 hPa 高度及び海面気圧偏差の回帰図である。海面気圧でみるとアリューシャン低気圧が浅い(正偏差)と日本は暖冬になる。シベリア高気圧の気候学的中心はモンゴル付近にあるが、その北方でシベリア高気圧が弱まれば(シベリア北部で負偏差)日本は暖冬になる。これらの極東の構造は弱い傾圧性を示すが、他の地域はほぼ順圧的である。また、北極域をみると海面気圧でも500 hPa 高度でも負偏差であり、北極振動が正の位相のときに暖冬であることを示している。北極振動と日本の気温の第1モードとの関係は、2月、3月も有意であるが、12月は相関はあるが95%でぎりぎり有意でない(表1)。北極振動は1月から3月の真冬～晩冬に日本の気候に影響する。また、1月、3月の日本の気温の第2モードと

AOとは有意な相関があり、これはAOは北日本の気温の気温と強い相関があることを意味する。

一方、図4には北太平洋、カナダ西部、北米東海岸に正・負・正のパターンが見られPNAパターンとのよい相関を示唆する。実際に、PNAインデックスとはAOインデックスより高い相関があり、かつ冬から7月まで相関がよい。PNAの3つの活動中心のうち、北太平洋の偏差が日本の気候と関係が深いと考えられる。実際に北太平洋の海面水温・海面気圧偏差の10年スケール変動であるPacific decadal oscillation (PDO) インデックスとは、ほぼ1年を通してよい相関がある。PDOは、冬はアリューシャン低気圧、夏は北太平洋高気圧の強さのよい指標になっていると思われる。

日本の気候とPNAのよい相関はENSOとの関係を示唆する。エルニーニョのときは暖冬になりやすいことは知られているが、ENSOインデックスと日本の気温の第1モードとの関係を月ごとに調べてみると、11月12月は有意な相関があるが、1月以降は正の相関ではあるが有意ではない。ENSOは主に晩秋～初冬の日本の気温に影響を与える。

北極振動もENSOも日本への影響はアリューシャン低気圧の強度を通してもたらされるものと考えられる。

## 7. 北極振動の季節変化

北極振動は擾乱と平均流との相互作用によって卓越するので、季節変化に伴い擾乱の活発な地域が移動すれば北極振動の構造も変わることが期待される。各月の帯状平均対流圏高度場の主成分分析を行い第1モードの季節変化を調べることにより北極振動の季節変化を調べた(Ogi et al., 2004)<sup>24)</sup>。図5は、北極振動に伴う冬と夏の帯状平均東西風と気温及び子午面循環である。冬は東西風は成層圏中部まで背の高い構造を示し、東西風の節(ゼロとなる所)は40 N 付近、高緯度の東西風偏差の最大は55-60 N にある。一方、夏は下部成層圏まで、東西風の節は50 N 付近にあり、高緯度の東西風偏差の最大は70-80 N にある。夏は北にシフトした構造をもっている。気温は基本的に東西風偏差と地衡風平衡にある。冬に40-50 N にある高温偏差は夏には50-60 N にある。子午

表1 各月ごとの日本の気温の第1モード時系列とAOインデックス及びENSOインデックス(NOAA/CDC, <http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/Analysis>) の相関係数。\*は95%以上の有意水準を示す。石丸 (2006)<sup>23)</sup> より。

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
AO	0.43*	0.41*	0.32*	0.09	0.02	0.17	-0.01	0.10	0.37*	-0.17	0.05	0.25
ENSO	0.17	0.14	0.16	-0.04	0.12	0.01	-0.06	-0.26*	-0.20*	0.08	0.34*	0.36*

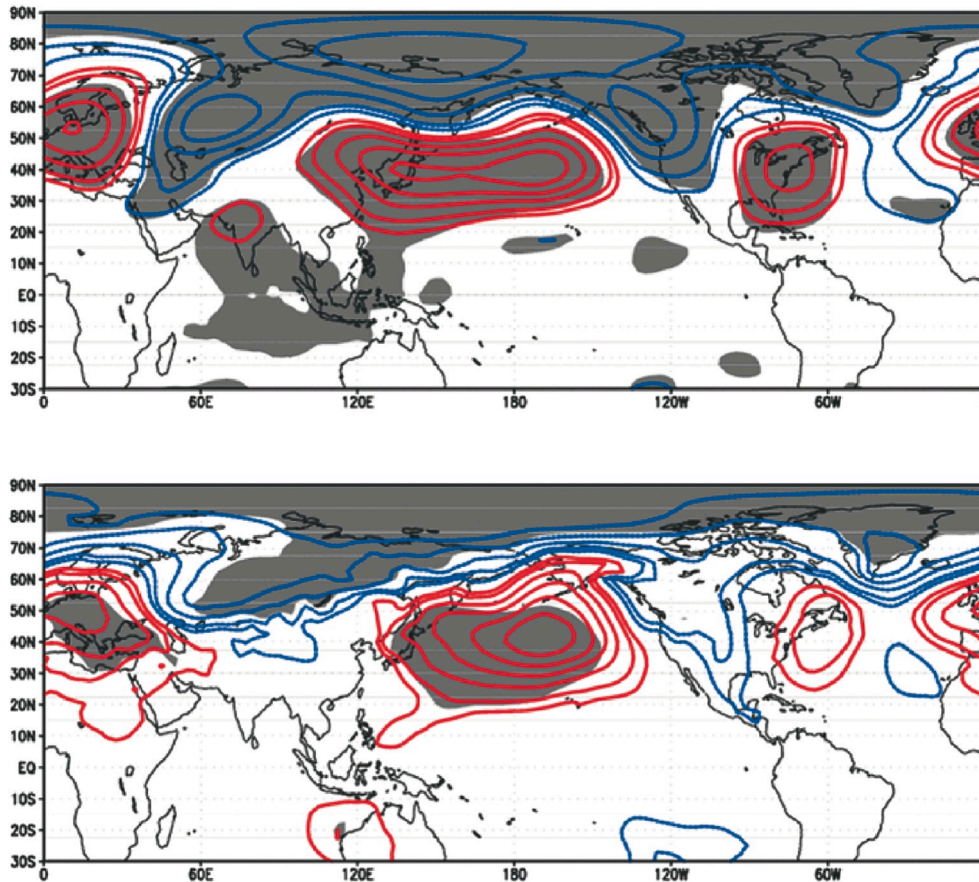


図4 日本の気象官署41地点の1月の月平均気温のEOF1の主成分スコアから回帰した500hPa高度(上)と海面気圧(下)の回帰係数。等値線は5, 10, 20, 30, ...m(上)と0.25, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, ...hPa(下)。正の値は赤で、負の値は青で示す。陰影は95%の有意水準で有意なところ。海面気圧及び500hPa高度のデータはERA40による。期間は1958-2002年。スコアもデータもトレンド成分を除いてから計算した。

面循環は冬も夏も、高緯度で上昇し東西風の節付近で下降する間接循環となっている。また高緯度の上昇域では負の気温偏差、中緯度の下降域では正の気温偏差となっており、両者は符合する。一方、東西風と子午面循環の関係を見ると、高緯度下層では北向き偏差でありコリオリ力により正の西風偏差を維持する方向に働いている。ところが、対流圏中上層では南向き偏差であり、コリオリ力により正の西風偏差を弱める向きに働いている。北極振動に伴う高緯度の西風偏差を維持しているのは擾乱による西風運動量の北向き輸送である。北極振動インデックスに回帰した擾乱による輸送は確かに増大し、北極振動を維持している。夏になると、北極海とそれを囲むユーラシア・北米大陸との下層の気温差は大きくなり、北極海沿岸に傾圧帯が形成される。この北極傾圧帯にそって擾乱が発達するので、夏は北極振動が冬に比べて北にシフトする。

夏の北極振動で面白いことは、大きな正のときにダブルジェット構造が発達することである。亜熱帯ジェット

のほかに、北極海沿岸に2つ目のジェットができる。その間に挟まれたヨーロッパではブロッキングが発達する。また、極ジェットを導波管としてヨーロッパから東シベリアへロスビー波が伝播し、東シベリアでもブロッキングが発達することが多い。そのため、下層でオホーツク海高気圧が発達しやすい。夏の北極振動とオホーツク海高気圧とは相関関係があるが、日本の夏の気温とは有意な相関は見られない。日本の夏の気候は熱帯からの影響も大きいということであろう。しかし、夏の北極振動指数が異常に高いときは(例えば、2003年夏)、ヨーロッパと東シベリアでブロッキングが起り、欧州の熱波、日本の冷夏が起こった例もある(Ogi et al., 2005)<sup>26)</sup>。夏の北極振動が正のときはどちらかといえば冷夏(特に北日本で)になりやすいであろう。

## 8. まとめ

北極振動についてその構造、成因、成層圏との関係、

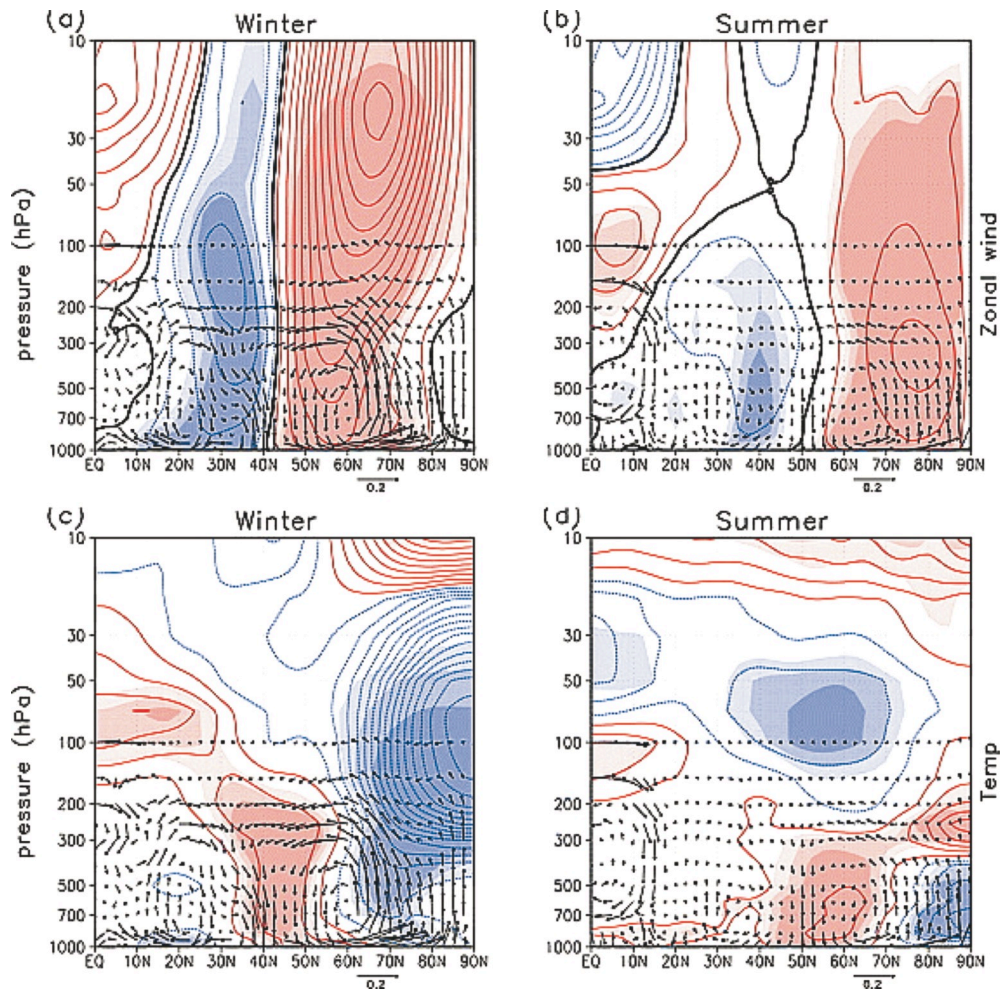


図5 北極振動に伴う帯状平均東西風偏差（上）と帯状平均気温偏差（下）及び平均子午面循環偏差（ベクトル）の緯度・気圧断面図。東西風の等値線間隔は0.5 m/sで、 $\pm 0.25, \pm 0.75, \dots$ を描く。気温の等値線間隔は0.2 Kで、 $\pm 0.1, \pm 0.3, \dots$ を描く。影は薄いものから濃いものへ90, 95, 99%で有意な領域を示す。左は冬季（1, 2月）、右は夏季（6, 7月）。Ogi et al. (2004)<sup>24)</sup>のFigure 3を引用。

地球温暖化との関係、季節変化について簡単なレビューを行った。また、北極振動と日本の気候との関係を調べた結果を報告した。真冬～晩冬にかけては北極振動指数と日本の気温には有意な正の相関がある。また、地球温暖化に伴い、北極振動は正のトレンドをもつ可能性が高い。このことから、将来、地球温暖化に伴い全球平均気温が上昇することに加えて、北極振動が正になることで日本の冬は暖冬が顕著に起こる可能性が高い。一方、夏は北極振動とオホーツク海高気圧との間に正の相関がある。夏の北極振動も正のトレンドがあり、これが地球温暖化のためであるとすると、将来、夏は平均的には温暖化するが、オホーツク海高気圧が発達しやすいために、北日本では温暖化にもかかわらず、冷夏が起こる可能性もある。

## 参考文献

- 1) Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, *Geophys. Res. Lett.* **25** (1998) p.1297.
- 2) Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, *J. Climate* **13** (2000) p.1000.
- 3) Deser, C., , *Geophys. Res. Lett.* **27** (2000) p.779.
- 4) Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins and D. B. Stephenson, *J. Climate* **14** (2001) p.3495.
- 5) Itoh, H., *Geophys. Res. Lett.* **29** doi: 10.1029/2001GL013978 (2002).
- 6) Wallace, J. M., *Quart. J. R. Met. Soc.* **126** (2000) p. 791.
- 7) Wallace, J. M., and D. W. J. Thompson, *J. Climate* **15** (2002) p.1987.
- 8) Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, *J. Geophys.*

- Res.* **104** (1999) p.30937.
- 9) Baldwin, M. P., X. Cheng, and T. J. Dunkerton, *Geophys. Res. Lett.* **21** (1994) p.1141.
- 10) Kodera, K., M. Chiba, H. Koide, A. Kitoh, and Y. Nikaido, *J. Meteorol. Soc. Japan* **74** (1996) p.365.
- 11) Kodera, K., H. Koide, and H. Yoshimura, *Geophys. Res. Lett.* **26** (1999) p.443.
- 12) Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, *Science* **294** (2001) p.581.
- 13) Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, *Science* **293** (2001) p.85.
- 14) Ohhashi, Y., and K. Yamazaki, *J. Meteor. Soc. Japan* **77** (1999) p.495.
- 15) Yamazaki, K., and Y. Shinya, *J. Meteor. Soc. Japan* **77** (1999) p.1287.
- 16) Limpasuvan, V., and D. L. Hartmann, *Geophys. Res. Lett.* **26** (1999) p.3133.
- 17) Limpasuvan, V., and D. L. Hartmann, *J. Climate* **13** (2000) p.4414.
- 18) Kimoto, M., F.-F. Jin, M. Watanabe, and N. Yasutomi, *Geophys. Res. Lett.* **28** (2001) p.737.
- 19) Thompson, D. W. J., J. M. Wallace, and G. Hegerl, *J. Climate* **13** (2000) p.1018.
- 20) Rigor, I. G., J. M. Wallace, and R. L. Colony, *J. Climate* **15** (2002) p.2648.
- 21) Miller, R. L., G. A. Schmidt, and D. T. Shindell, *J. Geophys. Res.* **111** D18101, doi: 10.1029/2005JD006323 (2006).
- 22) Shindell, D. T., R. L. Miller, G. A. Schmidt, and L. Pandolfo, *Nature* **399** (1999) p.452.
- 23) 石丸和樹,「日本の気候に影響を及ぼすテレコネクション～10月に着目して～」,北海道大学大学院地球環境科学研究科修士論文(2006) p.66.
- 24) Ogi, M., K. Yamazaki, and Y. Tachibana, *J. Geophys. Res.* **109** D20114, doi: 10.1029/2004JD004514 (2004)
- 25) 山崎孝治,「北極振動」,気象研究ノート第206号,日本気象学会(2004) p.1.
- 26) Ogi, M., K. Yamazaki and Y. Tachibana, *Geophys. Res. Lett.* **32** L04706, doi: 10.1029/2004GL021528 (2005).

(2006年11月15日 改訂受付)

## Arctic Oscillation and climate in Japan

Koji Yamazaki

Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University

abstract:

We review the Arctic Oscillation, which is the dominant mode of variability in atmospheric circulation in the Northern Hemisphere, along with its structure, relation to the stratosphere, origin, seasonal variation, and relation to climate in Japan. The Arctic Oscillation is an oscillation in sea-level pressure between the Arctic and the mid-latitudes: it is associated with variation in the high-latitude jet. In winter, the Arctic Oscillation extends well into the stratosphere and its structure is quasi-barotropic. In a positive phase of the Arctic Oscillation, Japan, and northern Japan in particular, tends to experience warm winter. In summer, a positive phase of the Arctic Oscillation is associated with the enhanced Okhotsk high.

## 山崎孝治

〒060-0810 札幌市北区北10条西5丁目

北海道大学 大学院地球環境科学研究院

Tel: 011-706-2361 Fax: 011-706-4865

e-mail: yamazaki@ees.hokudai.ac.jp

URL: <http://www.woa.ees.hokudai.ac.jp/people/yamazaki/index.html>