

北極圏からみた気候変動

山 崎 孝 治*

Climate Variations from the Viewpoint of the Arctic

Koji YAMAZAKI*

Abstract

The Arctic Oscillation (AO; Northern hemisphere annular mode), which is the most dominant mode of climate variability in the Northern extratropics, is reviewed. The AO is a seesaw pattern between the Arctic region and the mid-latitude regions. It is an atmospheric internal mode caused by interaction between mean flows and eddies. In winter, it extends to the stratosphere, and the tropospheric AO interacts with the stratospheric AO. Since the mid-20th century, the AO has shown an increasing trend in winter and summer. Climate models predict a future positive trend due to global warming. Recent sea ice loss in the Arctic Ocean is also discussed. The decline of the Arctic sea ice cover in late summer has accelerated recently and a record-low ice cover was observed in September 2007. The rate of decrease is much faster than climate model predictions, and it might pass a tipping point.

Key words : Arctic oscillation, global warming, stratosphere-troposphere coupling, sea ice, climate variations

キーワード : 北極振動, 地球温暖化, 成層圏・対流圏相互作用, 海水, 気候変動

I. はじめに

大気循環は日々、月々、年々変動している。気候は大気循環の長期間の平均状態であり、平均状態が変動するのが気候変動である。広義にとらえれば、ある年の冬が寒冬であるとかいう年々変動も地球温暖化による100年規模の変動も気候変動であろう。大気循環の変動は無秩序に思えるかもしれないが、変動のなかには卓越するいくつかのパターンが存在する。よく知られたように熱帯で卓越する変動はENSO (El Niño-Southern Oscillation: エルニーニョ・南方振動) である。インドネシアで干ばつになることと、ガラパゴス諸島で多雨になることは、ENSOのwarm phase (El Niño) という一つの現象で説明できる (例

えば, Ropelewski and Halpert, 1987)。卓越モードを考えることによって地球上の広い範囲の異常気象や気候変動を少数のモードで理解することができる。

北極域のみならず中高緯度で最も卓越する変動は北極振動 (Arctic Oscillation) であり、2番目に卓越する変動はPNA (Pacific/North American) パターンである。そこで本論では、北極域の気候変動を主に北極振動から論述する。過去100年間で地球全体の気温は0.74℃上昇し、20世紀後半以降は温暖化が加速し、20世紀後半以降の温暖化は人類活動によることが明らかになってきたが、シベリアを含む北極域の温暖化は全球平均気温の2倍のペースで上昇している (IPCC, 2007)。さらに北極海の海水、特に晩夏の海水が

* 北海道大学大学院地球環境科学研究院

* Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University

顕著に減少している。温暖化と北極振動の関係についても論ずる。

II. 北極振動

北極振動は日本の 2005/6 年の寒冬（北極振動が負）、2006/7 年の暖冬（正）の要因としてマスコミでも取り上げられ認知度は上がってきた。もともと北極振動は Thompson and Wallace (1998) によって使われ、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を指す用語である。北極振動は北極域と中緯度域の気圧偏差のシーズン的な変動である。中緯度域での活動中心は北大西洋と北太平洋にあるが、大きくみれば環状的である。Thompson and Wallace (2000) では南半球についても同様の解析を行い、両半球で環状な変動が卓越することを示した。北半球のものは北半球環状モード (Northern Annular Mode: NAM) と名付け、南半球のものは南半球環状モード (Southern Annular Mode: SAM) と名付けた。NAM は北極振動の別名であり、SAM は南極振動ともいう。「振動」といっても特定の周期が卓越するわけではないので、「モード」という術語のほうが適切ではあるが、世間的には「北極振動」という名が通っている。両環状モードとも寒候期に卓越し、北極振動 (NAM) は冬に、南極振動 (SAM) は南半球の春に活発で、活発期には成層圏までシグナルがある。

北極振動の時系列スコアを北極振動指数という。指数はある年・月の偏差場を北極振動のパターンに射影したものを規格化して求める。北極振動指数が +1 の標準偏差に対応する 1000 hPa と 300 hPa の高度場偏差を図 1 に示す。図 1 の左側 (図 1a, c) の冬季の北極振動についてまずみていく。高度場偏差の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。すなわち、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, 総合報告として Hurrell *et al.*, 2003 がある) として昔から知られていたものである。北極振動は NAO を含んでいるといえる。また、鉛直にみると北極振動は上下で同じ符号であり順圧的であることもわかる。ただし、300 hPa の高度場偏差 (図 1a) には中緯度において欧州で正、極東で正であるが、カスプ海あたりへ北極域から負偏差が伸びている。この偏差パターンはユーラシアパターン (Wallace and Gutzler, 1981) というテレコネクション・パターンである。ユーラシアパターンは冬の北極振動の生成に一役買っている (Ohhashi and Yamazaki, 1999)。

気圧は大気の種類であるから、北極振動は北極域と中緯度域で大気種類の配分が変わる変動である。北極域で仮に気圧が減少すれば、どこか他の地域で増えなければならない。増える場所が中緯度である。その結果、地衡風の関係から 55°N 付近の西風が強くなる。また中緯度で気圧が高くなるので、35°N 付近の西風が弱くなる (図 2a)。図 2 は冬と夏の北極振動に伴う緯度帯平均東西風偏差 (等値線) と子午面循環偏差 (ベクトル) および緯度帯平均気温偏差 (等値線) と子午面循環偏差 (ベクトル) を示す。冬の北極振動指数が +1 の場合、対流圏では 55°N 付近を中心とした正の西風偏差となり、この正偏差は成層圏での 60 ~ 70°N を中心とした偏差へと伸びている (図 2a)。一方、35°N 付近では負偏差となっている。気温偏差は北極の 100 hPa を中心に低温偏差であり、40 ~ 50°N を中心とした中緯度で高温偏差である (図 2c)。気温偏差と西風偏差は温度風の関係 (南北温度傾度が西風鉛直シアに比例する関係) を満たしている。すなわち、西風偏差が上方に増大する緯度の極側で低温偏差、赤道側で高温偏差となっている。また子午面循環偏差は北極域で上昇し中緯度で下降するセルとなっている。では、どうしてこのような変動が卓越するのだろうか。なぜ、この緯度なのだろうか。

環状モードは大気の内部分動である。ENSO

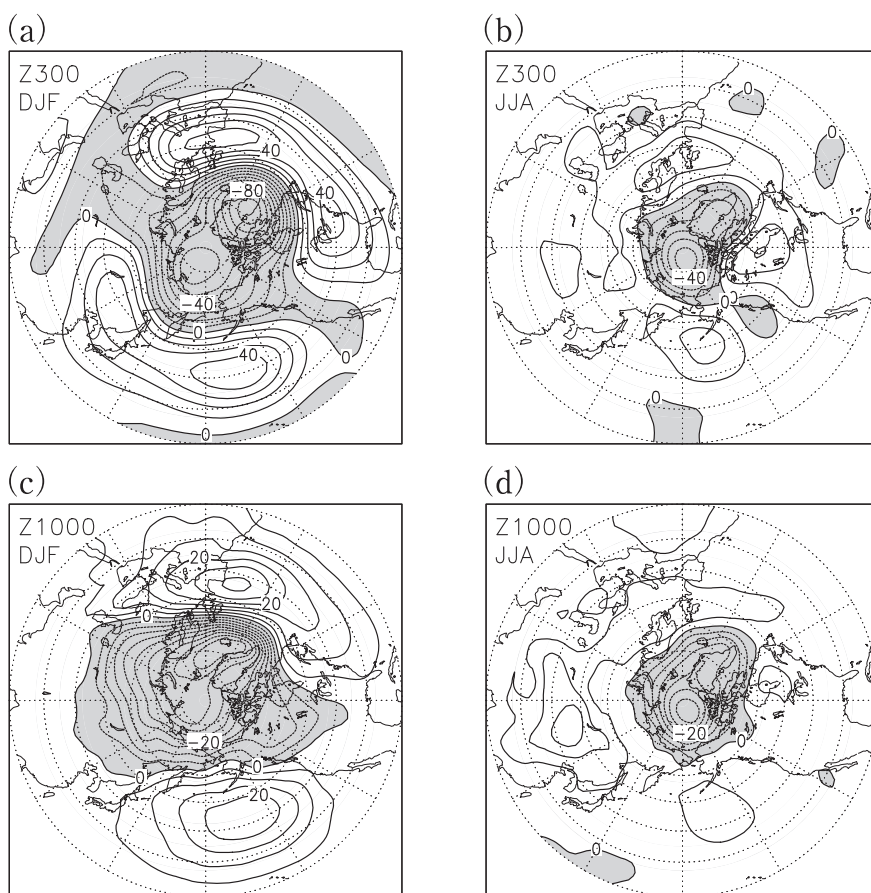


図 1 北極振動指数 (Ogi *et al.*, 2004) に回帰した高度場偏差. (a) 冬 (12, 1, 2 月の平均) の 300 hPa 高度偏差, (b) 夏 (6, 7, 8 月の平均) の 300 hPa 高度偏差, (c) 冬の 1000 hPa 高度偏差, (d) 夏の 1000 hPa 高度偏差. 1000 hPa の図の等値線間隔は 5 gpm, 300 hPa は 10 gpm. 負偏差領域に陰影.

Fig. 1 Geopotential height anomalies regressed upon the Arctic Oscillation Index (Ogi *et al.*, 2004). (a) winter (December, January, and February) mean geopotential height anomalies at 300 hPa, (b) summer (June, July, and August) mean geopotential height anomalies at 300 hPa, (c) winter mean geopotential height anomalies at 1000 hPa, (d) summer mean geopotential height anomalies at 1000 hPa. Contour interval for 1000 hPa is 5 gpm and that for 300 hPa is 10 gpm. Negative values are shaded.

など海面水温など外部条件によって駆動される変動ではない。大気循環モデルで海面水温が一定の条件で数値実験を行っても北極振動は卓越する変動パターンとしてあらわれる (Yamazaki and Shinya, 1999) ことから確認される。ではどのようなメカニズムで環状モードが卓越するのであろうか。仮に、ある緯度で西風偏差があるとしよ

う。西風偏差があるとアイスランド低気圧のような総観規模低気圧擾乱が発達しやすく、一方、擾乱に伴う運動量フラックスの発散によってその付近の緯度での対流圏の偏西風をさらに強める働きがある (Kimoto *et al.*, 2001)。このように擾乱と平均風との間に正のフィードバックがあり、北極振動のような偏差がよくあらわれ長続きするの

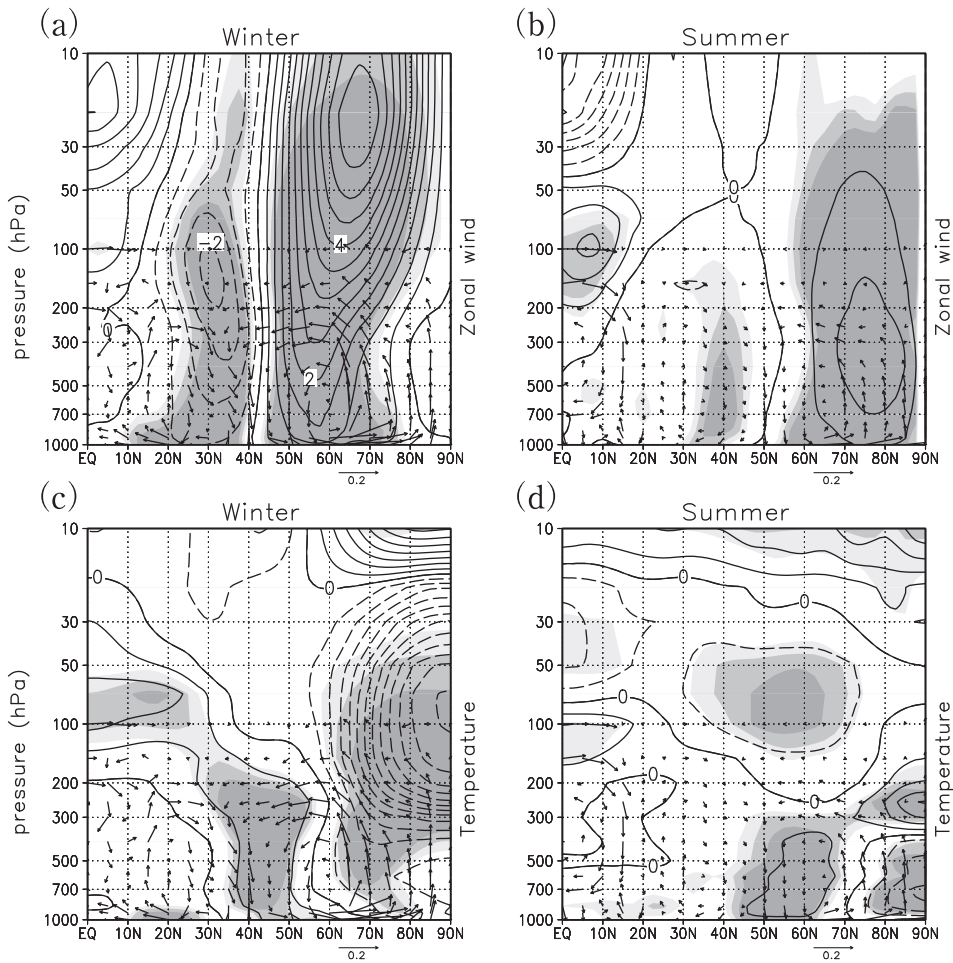


図 2 北極振動指数(Ogi *et al.*, 2004)に回帰した緯度帯平均西風偏差と緯度帯平均気温偏差。子午面循環偏差も上下共通でベクトルで示してある。各図の右下に0.2 m/sの南北風ベクトルの大きさを示す。鉛直風は100倍。(a)冬(1, 2月の平均)の緯度帯平均西風偏差, (b)夏(6, 7月の平均)の緯度帯平均西風偏差, (c)冬の緯度帯平均気温偏差, (d)夏の緯度帯平均気温偏差。風速の等値線間隔は0.5 m/s, 気温偏差の等値線間隔は0.25 K間隔。cの北極, 100 hPaで最小の -3°C 。負の領域は破線。値が統計的に有意な領域に陰影を施してある(薄いものから順番に有意水準95, 99, 99.9%で有意なところ)。Ogi *et al.* (2004)のFig. 3を改変。

Fig. 2 Zonal-mean zonal wind anomalies and zonal-mean temperature anomalies regressed on the Arctic Oscillation Index (Ogi *et al.*, 2004). Meridional circulation anomalies are also shown by arrows in all panels. The scale for meridional wind is shown at the bottom right of each panel. (a) Winter (January and February) mean zonal-mean zonal wind. (b) Summer (June and July) mean zonal-mean zonal wind. (c) Winter mean zonal-mean temperature. (d) Summer mean zonal-mean temperature. Contour interval for zonal wind is 0.5 m/s, and that for temperature is 0.25 K. Negative values are shown by broken lines. Statistically significant regions are shaded (95, 99, 99.9%). Slightly modified Fig. 3 in Ogi *et al.* (2004).

である。北極振動に擾乱が不可欠であることは北極振動に伴う子午面循環偏差と西風偏差をみてもわかる(図 2a, b)。子午面循環偏差は北極域で上昇し対流圏上層を中緯度に向かい中緯度で下降し下層で北極域に向かう。下層の極向きの流れにコリオリ力が働き、摩擦に抗して西風偏差を維持するが、対流圏上層の赤道向きの風はコリオリ力により西風偏差を減衰させる。北極振動を維持するのは子午面循環以外、すなわち、擾乱による運動量輸送により西風偏差を強化する必要がある。

擾乱は総観規模に限らず、プラネタリースケール(惑星規模)の準定常波もこの正のフィードバックに寄与している。環状モードは擾乱と平均流との相互作用によって卓越する。このメカニズムは両半球共通であり、ほぼ1年中働いている。つまり北極振動・南極振動は移動性低気圧のような傾圧擾乱が発達するところを軸として起こる。北半球では、北大西洋と北太平洋のストームトラック、南半球では南極大陸の周りの低気圧帯が軸となる。その軸の低気圧活動が活発であれば軸の極側の気圧が下がり赤道側の気圧が上がる。これが環状モードのメカニズムといえる。

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)。冬季の北極振動は成層圏まで伸びている(図 2a, c)。これは冬季には傾圧擾乱のほかにプラネタリー波も活発であり、プラネタリー波は対流圏から成層圏へ伝播し、対流圏と成層圏は影響を及ぼしあっているためと考えられる。一方、夏は成層圏の平均風が東風でありプラネタリー波が成層圏へ伝播できないので、北極振動のシグナルは下部成層圏までにとどまる(図 2b)。夏季、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(図 2b)。夏は冬に比べて北にシフトした構造をもっている。夏の北極振動は冬より南北スケールが小さい。また北極域の作用中心は冬にはアイスランド低気圧付近

にあるが、夏は北極海の真ん中にある(図 1b, d 参照)。夏には氷に覆われた北極海と周辺の大陸の間の温度差が大きく、傾圧性が増すので、ストームトラックも北極海沿岸に位置し、北極振動の軸も冬に比べて北にシフトする。

北極振動は北半球の気温偏差と深い関係がある。冬季、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。これはシベリア高気圧が弱いこと、大西洋からの暖かい西風が強まることで理解できる。ヨーロッパ北部から日本までのユーラシア北部の広い範囲の気候(気温)変動は北極振動と正の相関がある。一方、中近東からアフリカ北岸およびカナダ北東部は寒冷となる。また、ユーラシアの東端にある日本では、北極振動が正であると暖冬になりやすく、負であると寒冬になりやすい。これは図 1c の1000 hPa 高度偏差から理解できる。北極振動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。夏季も北極振動が正であると北極海をとりかこむユーラシア北部、カナダで高温偏差となる。

III. 成層圏との相互作用

冬季、北極振動は成層圏の変動と結合しているが、成層圏の変動のほうが対流圏に先行する傾向にある。Baldwin and Dunkerton (1999) は、対流圏から成層圏まで各レベルで高度場の主成分分析を行い、その第1モードが環状パターンを示すことを確認し、その時系列スコアを各レベルの北極振動指数とした。成層圏で指数が正の場合は極渦が通常より強い状態、負の場合は突然昇温のように極渦が壊れた状態か弱い状態を表す。図 3 は1月1日の中部成層圏の10 hPaでの北極振動指数と各レベルでの指数との間のラグ相関を示している。成層圏での北極振動が正(負)であると、そのシグナルはゆっくり下降してゆき、2ヶ月程度の間、対流圏でも北極振動が正(負)になりやすい。このように北極振動の活発期には成層圏と対流圏は結合している。しかも、成層圏が先

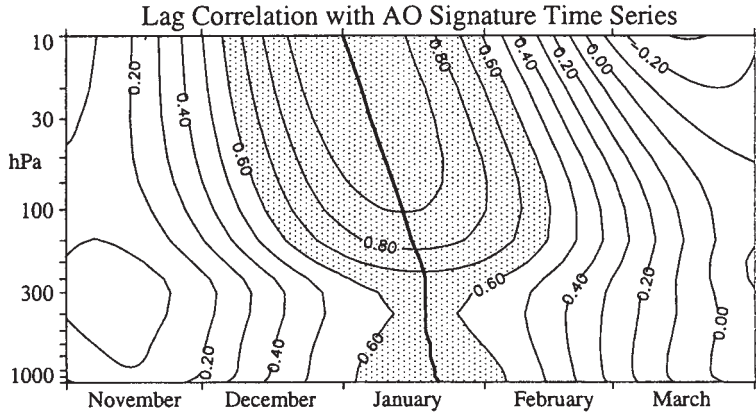


図 3 1月1日の10 hPaの90日ローパスの北極振動指数とすべてのレベルの指数との間のラグ相関係数. 11月から3月までの期間. Baldwin and Dunkerton (1999) より.

Fig. 3 Correlations between 90-day low-pass annular mode values at 10 hPa on January 1 with annular mode values at all levels from November to March. From Baldwin and Dunkerton (1999).

行するので長期予報にとって有益である。成層圏の北極振動が負の状態は極渦が壊れた状態である。そのようなときには、その後対流圏では北極振動が負になりやすく、北米東岸・ヨーロッパ・シベリア・極東で寒波が起りやすい (Baldwin and Dunkerton, 2001)。

北極振動の重要性の一つは前述した成層圏との相互作用、特に成層圏から対流圏への影響という側面にあると筆者は考えている。決定論的な天気予報は中緯度対流圏では大気のカオスの性質のために2週間程度が限度である。そのため、1ヶ月以上先の長期予報では大気より長い記憶をもつ海面水温 (例えば ENSO) などを頼りにして予報がなされてきた。ところが最近の研究によれば成層圏の状態から対流圏の長期予報ができる可能性がでてきた (Baldwin and Dunkerton, 2001)。成層圏まで火山灰を吹き上げるような大規模火山噴火の直後の冬はユーラシアを中心に暖冬になる傾向があるが、これも低緯度成層圏の火山性エアロゾルによる放射加熱により成層圏の極渦が強くなり対流圏の冬の北極振動が正になるということで理解できる (Robock, 2000)。成層圏・対流圏相互作用は長期予報の観点からももっと注目され

てもいいと思う。

成層圏が対流圏に影響を及ぼすことは確かになってきたが、そのメカニズムについては諸説ある。対流圏から成層圏へ伝播したプラネタリー波は減衰するときに平均流を変える (これを波強制ということにする) が、一方、平均流の変化は波の伝播特性を変える。このローカルな相互作用により偏差が下降するというのが一つの考え方である。いわば赤道準2年振動 (QBO) の中高緯度版である。このメカニズムは成層圏の極夜ジェット振動 (成層圏内で数ヶ月かけて偏差が極方向・下方へ伝播する現象) を説明する (Kuroda and Kodera, 1999)。しかし、対流圏での変化は下方伝播せず同時に起こるので (図3) 別のメカニズムが必要である。第2のメカニズムは成層圏の循環が変わることによりプラネタリー波が反射されるというものである (Perlwitz and Harnik, 2003)。定常プラネタリー波はその波数 (水平スケール) に応じて適切な西風領域でのみ波として伝播できる。東風や強すぎる西風の領域では波が伝わらない。上層へ伝播してきた波がこのような非伝播領域に入射すると反射して下方へ伝播する。これが反射メカニズムである。ただし、反射

は数日で起こるので現象の時間スケールが短く、長期の影響は説明しにくい。第3は、成層圏での強制によって誘起される循環によるリモートな影響と考えるものである (Kuroda and Kodera, 2004; Thompson *et al.*, 2006)。例えば、下部成層圏で突然昇温時のような西風減速の波強制があると誘起された子午面循環は高緯度で下降し対流圏では赤道方向へ向かう。これに働くコリオリ力により対流圏高緯度の西風は減速され、極の気圧は上がる。また、突然昇温時は極域成層圏の気温は上がるので放射冷却によって徐々に冷却される。それにより極域対流圏では下降流が励起される。前者の力学的影響は比較的短期間だが後者の熱力学的効果は持続性が高い。著者はこのメカニズムが主要なメカニズムではないかと考えている。

IV. 地球温暖化と北極振動

気候モデルの多くは二酸化炭素が増加して温暖化すると、冬の北極振動は正の方向へシフトすると予測している (Miller *et al.*, 2006; Yamaguchi and Noda, 2006; IPCC, 2007)。20世紀後半に観測された北極振動の正のトレンドは自然変動の部分もあるが温暖化の効果もあるかもしれない。温暖化するとなぜ北極振動が正になるのか、そのメカニズムはまだ十分理解されていない。一つの考えは成層圏の影響である。CO₂が増加すると対流圏は温暖化するが成層圏は寒冷化する。対流圏界面は熱帯で約16 kmの高さだが中高緯度では約10 kmと低い。したがって、温暖化すると中緯度の下部成層圏の西風が強くなる。これが対流圏に影響するのではないかと考えられる。しかし圏界面高度の急激な変化は30°N付近であり北極振動の西風偏差の緯度より低緯度であるのでこれだけでは十分な説明ではないと思う。

将来の気候変動を考える上で、北極振動がどうなるかは重要であり、これまでのトレンドをみることでその助けになると思われるのでトレンドをみていこう。

再解析データが得られる1958年以降の気温のトレンドをみるとユーラシアを中心に温暖化して

いる。北極振動指数（ここでは対流圏帯状平均高度場の各月ごとの第1モードの時系列）のトレンドは、冬にやや正のトレンドがあるが、夏に顕著な正のトレンドがある (図4a, b)。春・秋はトレンドがみられない (ただし、9月は顕著な正のトレンドがある)。冬のトレンドはThompson *et al.* (2000) が近年の気候変動の半分は北極振動指数の増加傾向で説明できるとして、一躍、有名になったが、指数の増加は1970年代から1990年代初めにかけての期間に限られ、1990年代から現在まではむしろ減少傾向にあり、気温の上昇傾向と合わなくなっている。冬の北極振動は、その前の秋のユーラシアの積雪によって影響され、秋の積雪は1990年代以降、むしろ増加していることと整合的であるという研究もある (Cohen and Barlow, 2005)。この秋の積雪面積の増加は、9月の北極海の海水面積の減少による水蒸気の増加のためかもしれない。

夏の北極振動指数の正のトレンドは顕著である (図4b) が、増加はデータ開始 (1958年) から1990年代までで、最近10年は顕著な変化傾向はない。夏の北半球の地表気温のトレンドのほぼ半分は北極振動のトレンドで説明できる。地球温暖化により、地表面、特にユーラシア大陸上は温暖化が顕著である。一方、夏の北極海は海水に覆われているために、融解時にほぼ0°Cに保たれる。そのため、北極海沿岸で南北温度傾度が増加するトレンドとなり、夏の北極振動が正になるのではないだろうか。夏の増加トレンドが、最近小さくなっているのは海水が融解し始めていることと関係しているかもしれない。地球温暖化と北極振動については、はっきりしないことが多く、今後の課題であろう。

V. 北極海の海氷の減少

北極海の海水面積は衛星観測が得られる1979年以降、減少トレンドがある (図5a)。特に、1990年代後半以降、減少は加速している。季節的にみると冬よりも夏、特に晩夏の9月の減少トレンドが大きい (Serreze *et al.*, 2007)。2005年9月には記録的に少ない海水面積となり、

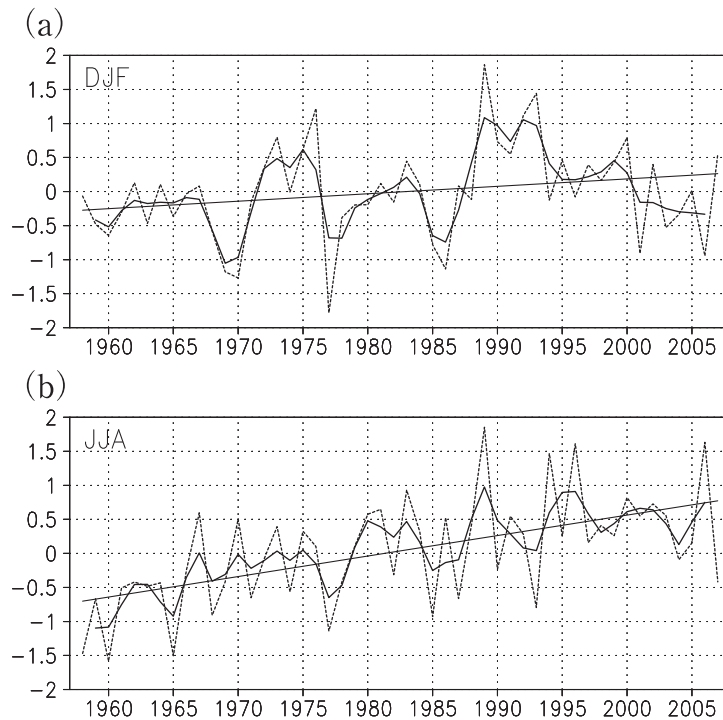


図 4 北極振動指数 (Ogi *et al.* 2004) の経年変動. (a) 冬 (12, 1, 2 月) の平均. (b) 夏 (6, 7, 8 月) の平均. 点線は各年の値. 太実線は 1, 2, 1 の重みの 3 年移動平均. 直線は線形トレンド. データは以下の URL より取得.
<http://www.oes.hokudai.ac.jp/svnam/index.html> [Cited 2008/10/02].

Fig. 4 Time-series of the Arctic oscillation index (Ogi *et al.* 2004). (a) Winter (December, January, and February) mean. (b) Summer (June, July, and August) mean. Dotted line shows yearly values, thick solid line shows 3-year running mean with a 1-2-1 weight, and the straight line shows a linear trend. Data are taken from the following URL.
<http://www.oes.hokudai.ac.jp/svnam/index.html> [Cited 2008/10/02].

2006 年にはやや持ち直したものの、2007 年にはさらに減少幅を拡大し観測以来の最小面積を記録した (例えば, Comiso *et al.*, 2008; Schweiger *et al.*, 2008; 図 5a, b, c)。2007 年 9 月の海水面積は 1979 ~ 2006 年の平均の 37% 減である。2008 年も 2007 年に次ぐ少なさであった。もしこのままのペースで減少し続ければ、2050 年以前に夏には海水がほとんどなくなってしまう可能性が高い。北極海は冬には結氷するが夏には融解する季

節海水域になるのは時間の問題のように見える。一旦、海水面積が少なくなれば、広がった海面が日射を吸収し熱を蓄積するので次の冬の海水生成も抑えられる。最近の急激な海水減少は自然変動の一環であり (例えば, Schweiger *et al.*, 2008 の議論), 元のゆっくりとした減少トレンドに戻るといいう可能性もあるが、筆者はすでに臨界点 (tipping point) を越えて、北極域は新しい気候レジームに入った (Lindsay and Zhang, 2005)

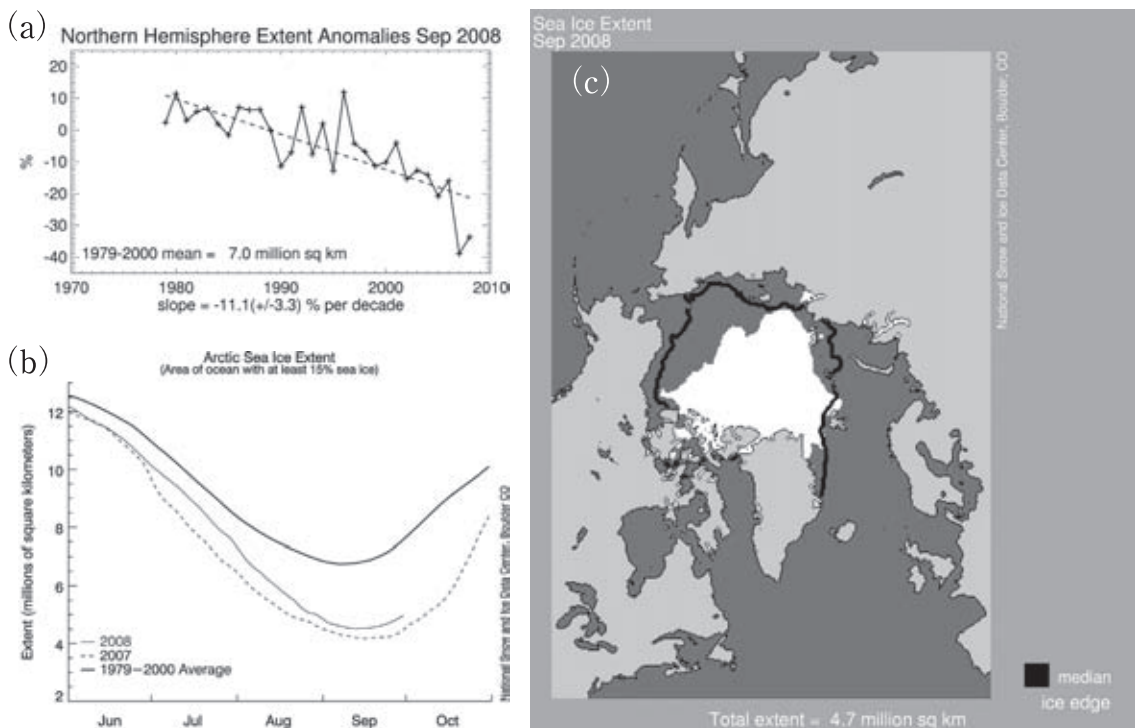


図5 9月の北極海の海水面積。(a) 9月海水面積偏差(%)の年々の推移。(b) 6月から10月の日々の海水面積の推移。実線は1979~2000年の平均(気候値)、点線が2007年、途中で終わっている薄い線は2008年。(c) 2008年9月の海水域(白い部分)。太い線は気候値の海水の範囲。National Snow and Ice Data Centerのホームページより(Fetterer *et al.*, 2002)。http://nsidc.org/data/seai_index/ [Cited 2008/10/02]。

Fig. 5 Arctic sea ice extent in September. (a) September sea ice extent anomaly time-series in %. (b) Daily Arctic sea ice extent. Solid line is 22-year climatology (1979-2000), dashed line is year 2007, and light line is year 2008. (c) Sea ice extent of September 2008. Thick solid line denotes the climatological ice margin. Figures are taken from National Snow and Ice Data Center homepage (Fetterer *et al.*, 2002). http://nsidc.org/data/seai_index/ [Cited 2008/10/02].

のではないかと考えている。気候システムに外から徐々に強制を与え続けた場合、初めのうちシステムはゆっくりと反応するが、ある時点でシステムが急激に変化することが起こりうる。臨界点を過ぎると容易には元に戻らない。このようなことがすでに起きたのではないだろうか。

9月の海水面積の推移をみると、2001年まではゆっくり減少しながらも大きな年々変動を示している(図5a)。この期間に乏しい観測やシミュレーション結果から冬季の海水の厚さが大きく減少したと推定されている。ただし、海水面積の減少はゆるやかであった。また1989年以降、北極

振動が大きな正の位相(特に冬に)となり、多くの海水が Fram 海峡を通して大西洋側へ排出されて厚い多年氷の減少を引き起こした。2005年や2007年の大気循環も海水の大西洋側への流出を促進するものであった(Inoue and Kikuchi, 2007; Kwok, 2008)。さらに1980年代以降近まで北太平洋10年規模振動(Pacific decadal oscillation: PDO)が正の位相(アリューシャン低気圧は発達傾向)にあり、これがベーリング海から暖水をポーフォート海の亜表層に運んだことも21世紀初めの海水減少の要因となった(Shimada *et al.*, 2006)。このように21世紀初頭は海水が

薄く脆弱な状態になっていたと考えられる。夏は北極域の日射量が多く、海水が減少すれば海面はアルベドが小さいので多くの日射エネルギーを吸収し北極海を暖める。暖かい北極海は冬の海水生成を妨げる方向に働く。このようなアイス・アルベド・フィードバックが効きやすい北極域の夏に大気循環の変動などちょっとしたきっかけで海水の急激な減少が起こったものと考えられる。すでに海洋が熱を吸収してしまったこと、多年氷はほとんどなくなってしまったこと、CO₂濃度の増大は続くことから、北極振動やPDOの位相が今後、負になろうとも北極域の海水は元に戻らないのではないかと著者は考える。

なお、2007年については、冬の北極振動指数はプラスであったが、初夏から夏にかけてはややマイナスであった。6～8月の海面気圧偏差はカナダ側北極海で正偏差、ユーラシア側で負偏差であり、この循環パターンは大西洋側への流出を加速するものであった。カナダ側北極海の高気圧偏差に伴い晴れて日射量が多かったが、一方、ユーラシア側では雲量が多かった。日射量が多いことが海水融解を促進したと思われるかもしれないが、放射計算によると、その効果は小さく、むしろユーラシア側の雲量増加による下向き赤外放射の増加が融解に寄与した (Schweiger *et al.*, 2008)。2007年の急激な海水減少には2007年の気象が影響しているとはいえ、それまでに海水が薄く脆弱な状態であったからこそ、海水が顕著な反応をしたと考えられる。海水の密接度が高く厚い場合は、風によって動きにくい、密接度が低く薄い海水は風によって容易に動くからである。また、海水が薄ければ熱的な強制にも応答しやすい。

現実の北極海の急激な海水減少はほとんどの気候モデルの温暖化予測結果より急激である (Stroeve *et al.*, 2007)。これは多くの気候モデルの海水プロセスが不十分である (例えば、海水上の解けた水面 (melt pond, Inoue *et al.*, 2008) や海水密接度に応じた海水内部応力の表現などがなく不十分なため) 可能性が高い。また北極海の海水の減少は北極海のみならず周辺の気候にも影響

する。周辺のシベリアやカナダでは温暖化が進み永久凍土の融解が加速する (Lawrence, *et al.*, 2008)。したがって、今後、気候モデルによる温暖化予測よりも急激に北極圏および周辺の気候が変動する可能性が高い。

VI. おわりに

北極振動 (北半球環状モード) は平均場と擾乱の相互作用によって卓越する北極域と中緯度域の気圧のシーソーの変動パターンであり、基本的には大気の内変動モードである。平均場や擾乱の位置・強度・種類の季節変化により北極振動の構造も季節変化する。冬にはプラネタリー波の効果により成層圏まで伸びた構造をとり、対流圏の北極振動と成層圏の北極振動は相互作用をしている。20世紀後半以降、冬と夏の北極振動は正のトレンドが観測された。また気候モデルの将来予測によれば、地球温暖化に伴い北極振動は正のトレンドが予測されている。

北極圏の気候変動を支配するのは北極振動だけではないが、北極振動が一番卓越するので本解説では北極振動を中心にレビューした。ここで、一つ、注意を述べておく。環状モードは中高緯度大気の内変動であることと、外部強制の影響を受けることとは矛盾しない。環状モードは強制がなくとも自然にプラスになったりマイナスになったりするが、外部強制 (例えば、地球温暖化や成層圏の状態) が加わった場合、例えば、プラスになる頻度を増しマイナスになる頻度を減らす可能性がある。その場合、平均的には外部強制によって環状モードはプラスになる。もちろん、逆もありうる。つまり、内変動であっても外部強制の影響を受ける。環状モードは平均場と擾乱の相互作用で起こるので、平均場を変える強制でもよいし擾乱に影響する強制でもよい。

また、北極海の近年の海水減少についてレビューを行った。近年の海水変動は地球温暖化と大気循環の変動によって引き起こされた。しかし、近年の海水の減少は極めて顕著であり、多くの気候モデルの予測より急激である。2007年9月の顕著な減少は、臨界点を越えて、もう元に戻

らない可能性を示唆する。この少ない海氷状態が北極圏の大気循環に影響を与える可能性も大きい。将来の北極圏の気候変動予測にとって、雪氷圏と大気循環の双方向の作用の理解が重要である。

謝 辞

本稿に記した夏の北極振動については小木雅世氏および立花義裕氏との共同研究である。本誌への寄稿の機会を与えてくださった山川修治氏に深謝する。また、原稿に有益なコメントをいただいた査読者に感謝する。

文 献

- Baldwin, M.P. and Dunkerton, T.J. (1999): Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 30937–30946.
- Baldwin, M.P. and Dunkerton, T.J. (2001): Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584.
- Cohen, J. and Barlow, M. (2005): The NAO, the AO, and Global Warming: How closely related? *Journal of Climate*, **18**, 4498–4513.
- Comiso, J.C., Parkinson, C.L., Gersten, R. and Stock, L. (2008): Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, **35**, L01703, doi:10.1029/2007GL031972.
- Fetterer, F., Knowles, K., Meier, W. and Savoie, M. (2002): *Sea Ice Index*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media. (updated 2008)
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G. and Visbeck, M. (2003): An overview of the North Atlantic Oscillation, in *The North Atlantic Oscillation* edited by Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G. and Visbeck, M., *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, **134**, 1–35.
- Inoue, J. and Kikuchi, T. (2007): Outflow of summertime Arctic sea ice observed by ice drifting buoys and its linkage with ice reduction and atmospheric circulation patterns. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **85**, 881–887.
- Inoue, J., Kikuchi, T. and Perovich, D.K. (2008): Effect of heat transmission through melt ponds and ice on melting during summer in the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, **113**, C05020, doi:10.1029/2007JC004182.
- IPCC (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* edited by Solomon, S.D., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. and Miller, H.L., Cambridge University Press.
- Kimoto, M., Jin, F.F., Watanabe, M. and Yasutomi, N. (2001): Zonal-eddy coupling and a neutral mode theory for the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, **28**, 737–740.
- Kuroda, Y. and Kodera, K. (1999): Role of planetary waves in the stratosphere-troposphere coupled variability in the northern hemisphere winter. *Geophysical Research Letters*, **26**, 2375–2378.
- Kuroda, Y. and Kodera, K. (2004): Role of the Polar-night Jet Oscillation on the formation of the Arctic Oscillation in the Northern Hemisphere winter. *Journal of Geophysical Research*, **109**, D11112, doi:10.1029/2003JD004123.
- Kwok, R. (2008): Summer sea ice motion from the 18 GHz channel of AMSR-E and the exchange of sea ice between the Pacific and Atlantic sectors. *Geophysical Research Letters*, **35**, L03504, doi:10.1029/2007GL032692.
- Lawrence, D.M., Slater, A.G., Tomas, R.A., Holland, M.M. and Deser, C. (2008): Accelerated Arctic land warming and permafrost degradation during rapid sea ice loss. *Geophysical Research Letters*, **35**, L11506, doi:10.1029/2008GL033985.
- Lindsay, R.W. and Zhang, J. (2005): The thinning of Arctic sea ice, 1988–2003: Have we passed a tipping point? *Journal of Climate*, **18**, 4879–4894.
- Miller, R.L., Schmidt, G.A. and Shindell, D.T. (2006): Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- Ogi, M., Yamazaki, K. and Tachibana, Y. (2004): The summertime annular mode in the Northern Hemisphere and its linkage to the winter mode. *Journal of Geophysical Research*, **109**, D20114, doi:10.1029/2004JD004514.
- Ohhashi, Y. and Yamazaki, K. (1999): Variability of the Eurasian pattern and its interpretation by wave activity flux. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **77**, 495–511.
- Perlwitz, J. and Harnik, N. (2003): Observational Evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *Journal of Climate*, **16**, 3011–3026.
- Robock, A. (2000): Volcanic eruptions and climate. *Review of Geophysics*, **38**, 191–219.
- Ropelewski, C.F. and Halpert, M.S. (1987): Global and regional scale precipitation associated with El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**, 1606–1626.
- Schweiger, A.J., Zhang, J., Lindsay, R.W. and Steele, M. (2008): Did unusually sunny skies help drive the record sea ice minimum of 2007? *Geophysical Research Letters*, **35**, L10503, doi:10.1029/2008GL033463.
- Serreze, M.C., Holland, M.M. and Stroeve, J. (2007):

- Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. *Science*, **315**, 1533–1536.
- Shimada, K., Kamoshida, T., Itoh, M., Nishino, S., Carmack, E., McLaughlin, F., Zimmerman, S. and Proshutinsky, A. (2006): Pacific Ocean inflow: Influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, **33**, L08605, doi:10.1029/2005GL025624.
- Stroeve, J., Holland, M.M., Meier, W., Scambos, T. and Serreze, M. (2007): Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geophysical Research Letters*, **34**, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
- Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M. (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1297–1300.
- Thompson, D.W.J. and Wallace, J.M. (2000): Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, **13**, 1000–1016.
- Thompson, D.W.J., Wallace, J.M. and Hegerl, G. (2000): Annular modes in the extratropical circulation. Part II: Trends. *Journal of Climate*, **13**, 1018–1036.
- Thompson, D.W.J., Furtado, J.C. and Shepherd, T. G. (2006): On the tropospheric response to anomalous stratospheric wave drag and radiative heating. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 2616–2629.
- Wallace, J.M. and Gutzler, D.S. (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, **109**, 784–812.
- Yamaguchi, K. and Noda, A. (2006): Global warming patterns over the North Pacific: ENSO versus AO. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **84**, 221–241.
- Yamazaki, K. and Shinya, Y. (1999): Analysis of the Arctic Oscillation simulated by AGCM. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **77**, 1287–1298.
- (2008年10月3日受付, 2008年11月8日受理)