

## 北半球環状モードの季節変化 —冬から夏への予測—

山崎孝治（北大・地球環境）

小木雅世（北大・地球環境）

立花義裕（東海大・総合教育）

### 1. はじめに

北極振動（Arctic Oscillation）または北半球環状モード（Northern Hemisphere annular mode : NAM）は、北半球冬季に卓越する大気変動であり、北極域と中緯度域の海面気圧のシーソー的モードである（Thompson and Wallace, 1998, 2000）。大西洋域では北大西洋振動（North Atlantic Oscillation）とほとんど同じである。NAO や NAM が冬季の北半球大気循環に大きな影響を与えることは良く知られている。NAO/AO が正の位相の時は、ユーラシアで地表気温が高くなる。日本でも NAO/AO が正の時に暖冬になる傾向がある。またストームトラックは北偏し、北欧以外のヨーロッパでは降水量が減少する。しかし、冬の NAO/AO がその後の春や夏の大気循環にどのような影響を与えるかという点については調べられていなかった。当研究ではこの冬の NAO/AO から夏の大気循環への影響を調べる。この課題は長期予報という点からも実用的な価値があると思われる。

2 節では使用したデータについて述べ、3 節では冬季の NAO と夏の北半球大気循環との関係を述べ、4 節では冬・夏関係の太陽活動の 11 年周期による変調について述べ、5 節では夏の NAM について述べ、6 節でまとめを述べる。なお、3 節は Ogi et al.(2003a), 4 節は Ogi et al.(2003b)に基づいている。

### 2. データ

大気データとしては 1958–2002 年の NCEP/NCAR 再解析データを用いた。ただし、3 節では 1958–2000 年、4 節では 1958–2001 年のデータである。海面水温と海水氷密接度については同期間の GISST2.3b を用いた。積雪面積については 1971–1995 年の NOAA-NESDIS のデータを用いた。NAO インデックスは Hurrell(1995)によるアゾレスの Ponta Delgada とアイスランドの Stykkisholmur の海面気圧の差から求めた 1957/58–2001 年の冬（12,1,2 月）の NAO インデックスを用いた。太陽活動の指標としては、10.7cm の太陽電波フラックスの月平均値を用いた。

### 3. 冬季 NAO が夏の循環に及ぼす影響

まず、大雑把に冬の NAO がその後の大気循環と関係があるかどうかを調べるために、冬（12,1,2 月）平均の NAO インデックスと月平均・帯状平均 500hPa 高度場との相関係数を計算した（図 1）。冬には当然期待されるように、55° N 付近を節として低緯度側に正、高緯度側に負のシーソー構造が見られる。その後、3 月には相関が弱くなり、4 月～7 月にかけて、60° N 付近に統計的に有意な正の相関が見られる。極域は弱い負相関となっている。

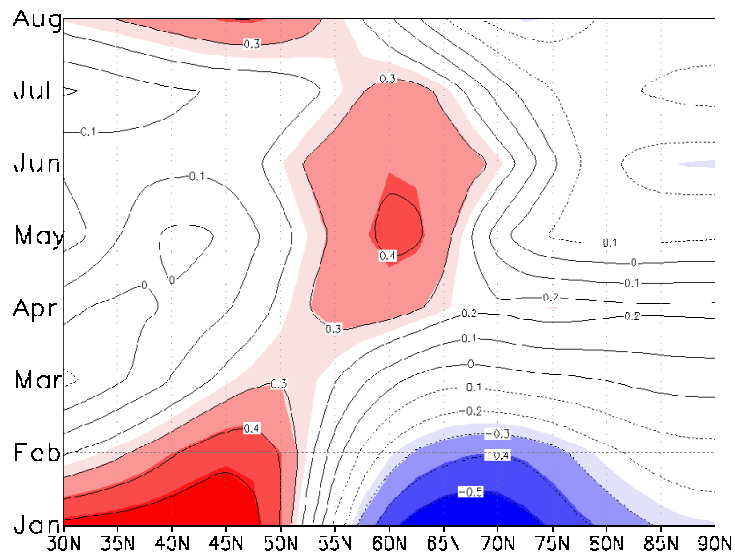


図1：冬（12,1,2月）平均のNAOインデックスと月平均・帯状平均500hPa高度場とのラグ相関係数。影はそれぞれ、90%（薄い影）、95%（中程度の影）、99%（濃い影）で有意な部分を表す。赤は正相関、青は負相関。

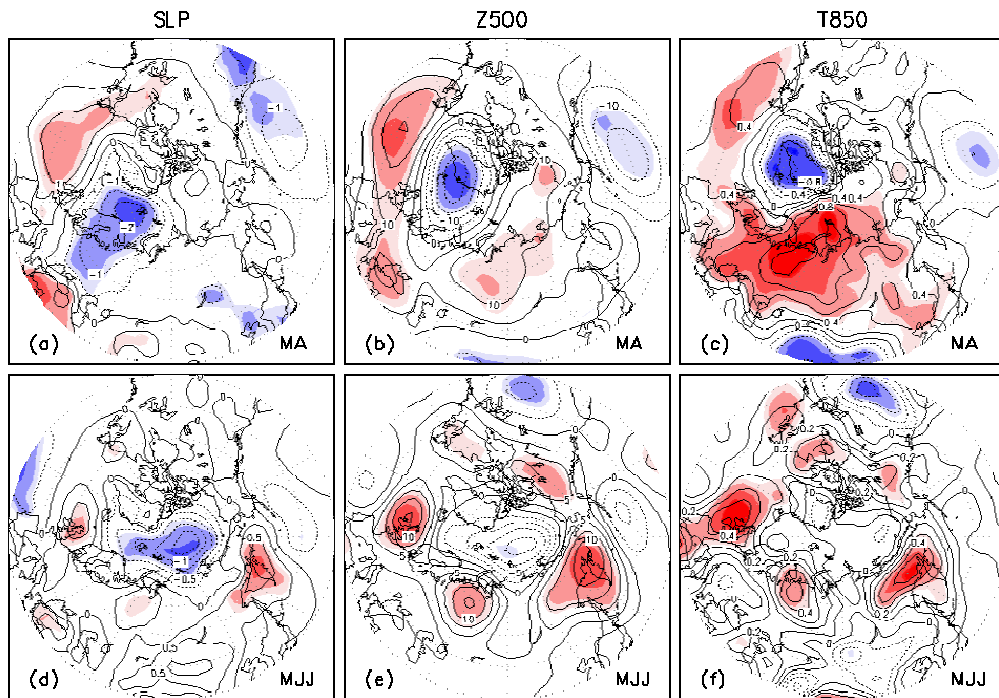


図2：（上段）冬季NAOから春（3,4月）の海面気圧（a）、500hPa高度（b）、850hPa気温（c）への回帰係数。影は有意水準を表し、図1と同じ。（下段）冬季NAOから夏（5,6,7月）の海面気圧（d）、500hPa高度（e）、850hPa気温（f）への回帰係数。

次に水平分布を見るために、春（3,4月）と夏（5,6,7月）の海面気圧、500hPa 高度および 850hPa 気温の冬季 NAO インデックスに対する回帰図を図 2 に示す。海面気圧や SLP でみると春には大西洋に弱い NAO 的シグナルが見える。また 850hPa の気温ではユーラシアに強い正のシグナルが見える。この下層気温の正の中心では海面気圧のシグナルはなく、500hPa で正のシグナルが見え、傾圧的構造をしている。

一方、夏の海面気圧と 500hPa 高度には、北極域で負、その周りで環状に正の分布が見られる。特に、イギリス付近、ヨーロッパロシア、オホーツク海北部・北東シベリアおよびカナダ北部で有意な正のシグナルが見られ、これらは 850hPa 気温でも正で対流圏で順圧的構造をしている。オホーツク海付近のシグナルは、冬の NAO が正であれば、初夏のオホーツク海高気圧が発達する傾向にあることを示しており、日本の長期予報にとっても有益な情報であろう。

夏の帯状平均東西風との相関をみると、高度分布と整合的に、高緯度で正、中緯度で負の有意なシグナルが見られる（図 3）。これは冬の NAO が正であるとダブルジェットになりやすいことを意味している。

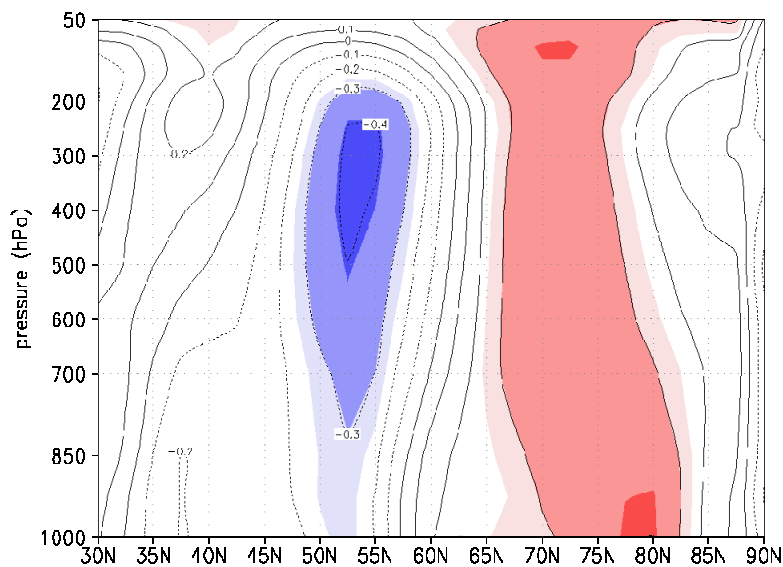


図 3：夏（5,6,7月）平均の帯状平均東西風と冬季 NAO インデックスとの相関係数の緯度・高度分布図。影は図 1 と同じ。

冬の NAO がなぜ夏の気候循環に影響を与えるのであろうか。大気自身は 1 ヶ月を超えるような持続性はもたないと考えられる。少なくとも中高緯度対流圏ではそうである。実際、NAO インデックスや AO インデックスの持続性を調べてみると、冬の NAO インデックスは 3 月以降、AO は 4 月以降、有意な相関はない。そこで、海洋・海氷・積雪など地表面に冬の NAO の記憶が残り、それが春・夏に影響を与える可能性が考えられる。その可能性を探るた

め、冬の NAO と春・夏の海面水温・海氷密接度・積雪面積との相関係数を計算した (図 4)。大西洋の海面水温・海氷密接度には良く知られた中緯度で正、グリーンランドの南とラブラドル海で負 (海氷は多い)、グリーンランド海・バレンツ海で正 (海氷は少ない) のシグナルが見られる。また陸上では、ヨーロッパロシア・中央アジアで積雪面積が顕著に少ないことが明らかである。

初夏には大西洋の海面水温・グリーンランド海とバレンツ海の高氷面積のシグナルは持続している。さらに東シベリア海でも海氷面積が少ない。陸上では北東シベリアとカナダ北部・アラスカでの積雪が少ないシグナルが顕著である。

これらの地表面に残されたシグナルが春・夏の循環に影響を与える可能性が考えられる。特に、積雪は、融雪時期の違いによって、地表面アルベドを変化させ、融雪後も土壌水分の変化を通して大気に影響を与えると考えられる。ユーラシアの春の積雪がその後の大気循環に及ぼす影響については、Yasunari et al.(1991)の AGCM による数値実験があり、その結果と今回の結果は整合的である。冬の NAO が正であると、それに引き続く春・初夏のユーラシア・北米の雪解けが早まり、バレンツ海の高氷も減少するため温暖化すると考えられる。一方、北極海中心部は海氷に覆われていて冷たいままであると温度風の関係から北極海沿岸の 70° N の西風が強まり、北極海沿岸の Arctic front (Serreze et al., 2001)に伴う傾圧擾乱も活発となり、そのフィードバックにより西風偏差が維持されるという仮説を提唱する。

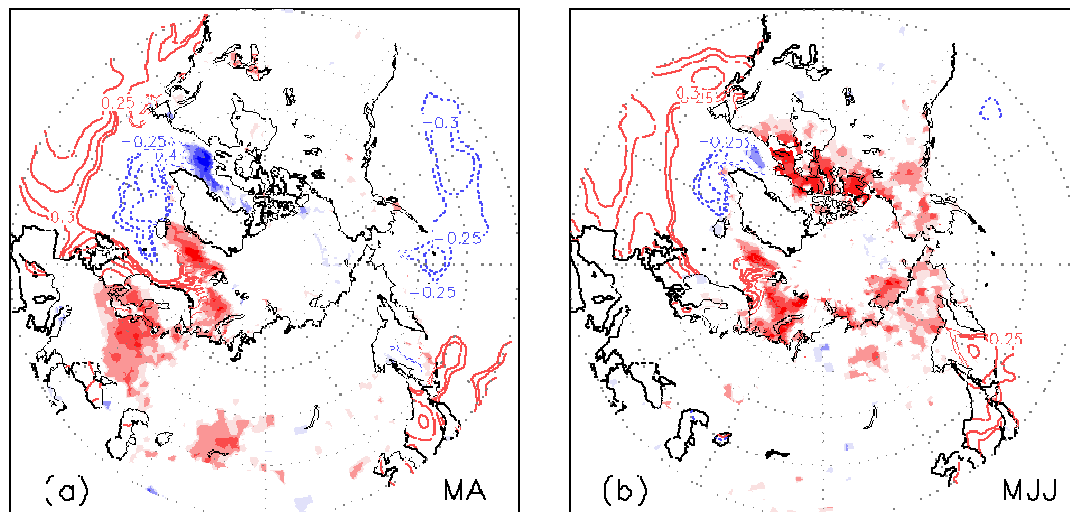


図 4 : (a) 冬の NAO インデックスと春 (3,4 月) の海面水温 (等値線)、海氷密接度 (海上の影) 及び積雪面積 (陸上の影) との相関係数分布図。影は薄いものは 90% で有意、中程度のものは 95% で有意、濃いものは 99% で有意であることを示す。海面水温・海氷面積については、期間 43 年で、有意水準 90%, 95%, 99% は、相関係数 0.25, 0.30, 0.39 に相当する。積雪面積は期間 25 年で、同じ有意水準 (相関係数で 0.33, 0.40, 0.50) で影をつけてある。

#### 4. NAO の季節相関の太陽 11 年周期による変調

前節で冬の NAO が夏の気象循環に影響を与えることを示し、そのメカニズムとして地表面状態、特にユーラシアの積雪やバレンツ海の海氷などが鍵ではないかという仮説を提示した。最近、Kodera (2002, 2003) は、冬の NAO は、太陽活動の 11 年周期によって変調を受け、太陽活動の活発期（極大期）には、NAO はユーラシア東部まで広がる広域の変動を示すのに対して、不活発期（極小期）には NAO は大西洋の地域の変動であることを示した。そうであれば、前節で示した冬の NAO の夏への影響も太陽活動による変調を受けていると考えられるので、それを調べてみた。太陽活動の活発年は冬の 10.7cm 太陽電波フラックスが平均より高い年とし、不活発年は平均より低い年とした。

図 5 は、冬の NAO インデックスと帯状平均・月平均 500hPa との相関係数であり、図 1 と対応するものである。ただし、図 5 の左は太陽活動活発期、右は不活発期である。活発期には冬から夏への相関がきれいに現れる。一方、不活発期には冬季の同時相関は当然あるが、春は全く現れず、夏は相関も弱くパターンも異なる。

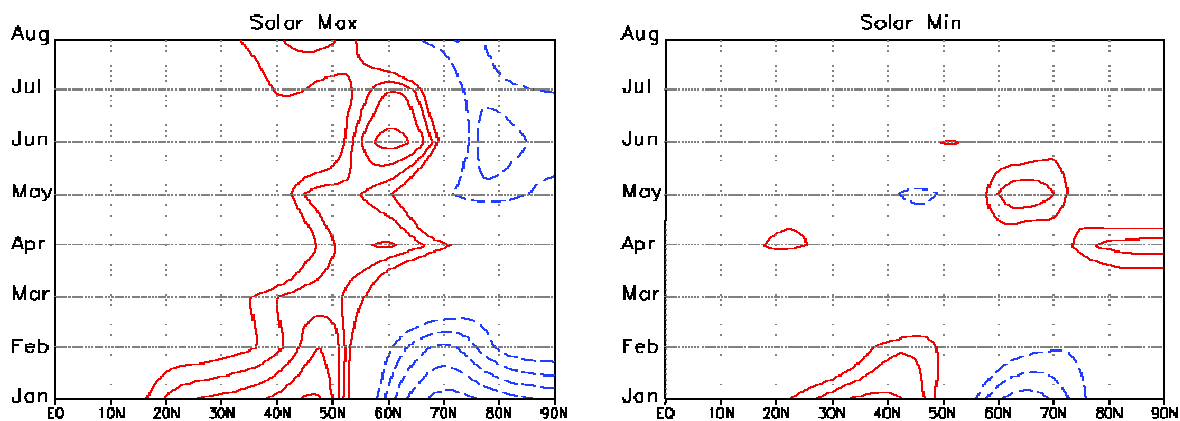


図 5：冬季（12,1,2 月）平均 NAO インデックスと月平均・帯状平均 500hPa 高度場との相関係数。(a) 太陽活動極大期。(b) 太陽活動極小期。等値線間隔は 0.1。絶対値が 0.3 以上を描いてあり、0.3 未満の線は省略してある。正は実線（赤）、負は破線（青）。

時系列で確認するために、図 6 に冬の NAO インデックスと 6 月の 60° N の帯状平均 500hPa 高度偏差の時系列（いずれも正規化してある）を示す。図 6 上段は全データを示しており、両者は 0.37 の相関（5%の危険率で有意）がある。図 6 中段は、太陽活動活発期のみを示しており、両者は 0.64 の高い相関（1%の危険率で有意）を示す。一方、太陽活動不活発期（図 6 下）は、0.17 の相関係数しかなく有意ではない。

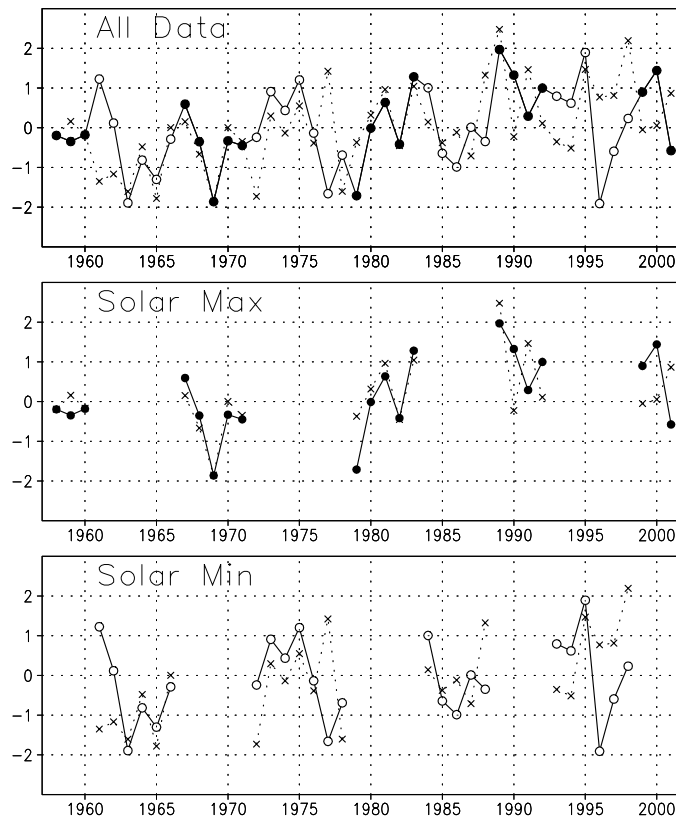


図 6: 冬季の NAO インデックス (丸つき実線) と 6 月の北緯 60 度における帯状平均 500hPa 高度 (×つき破線)。いずれも標準化してある。(a) 全データ。(b) 太陽活動極大期。(c) 太陽活動極小期。●が極大期、○が極小期。

次に冬の NAO インデックスと 500hPa 高度場との相関係数分布図を図 7 に示す。太陽活動活発期の冬はユーラシア東部まで広がるシグナルが見られるが、不活発期には北大西洋周辺のシグナルしか見られない。活発期には、春・夏に、北極海の負とそれを取り囲む大陸上に正のシグナルがあり、特に夏に、はっきりとしてくる。一方、不活発期には、春は北極域で正の弱いシグナルが見られるが、夏にははっきりしたシグナルは見られない。

図 8 は、冬の NAO インデックスと帯状平均東西風との相関係数分布図である。冬の東西風との同時相関は、活発期・不活発期とも、 $55^{\circ}$  N と  $35^{\circ}$  N とのシーズン変動を示しているが、活発期には成層圏まで正のシグナルが広がっており、成層圏と対流圏がカップリングした構造を示しているが、不活発期にはシグナルは対流圏内に限られている。活発期には、いったん春にシグナルが弱まりながら極側にシフトした後、夏には  $70^{\circ}$  N を中心とした正の強いシグナルが見られる。一方、不活発期の場合、春に逆位相の弱いシグナルとなり、夏には全くシグナルが見られない。

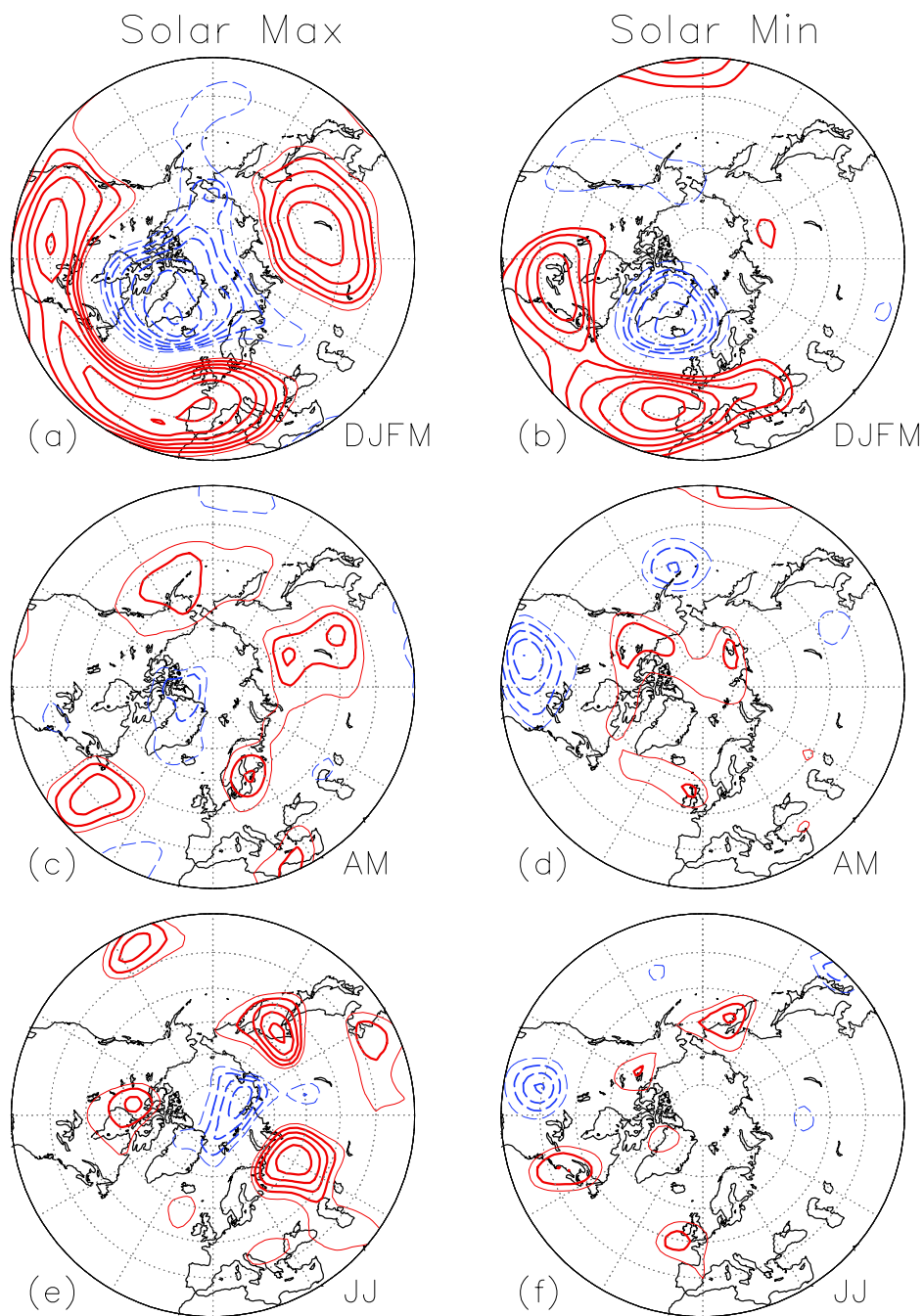


図 7: 冬 (12,1,2 月) 平均の NAO インデックスと 500hPa 高度場との相関係数分布図。  
 左は太陽活動極大期、右は太陽活動極小期。  
 (上段) 冬(12,1,2,3 月) 平均 500hPa 高度、(中段) 春 (3,4 月) 平均 500hPa 高度、  
 (下段) 夏 (6,7 月) 平均 500hPa 高度。  
 等値線の描き方は図 5 と同じ。

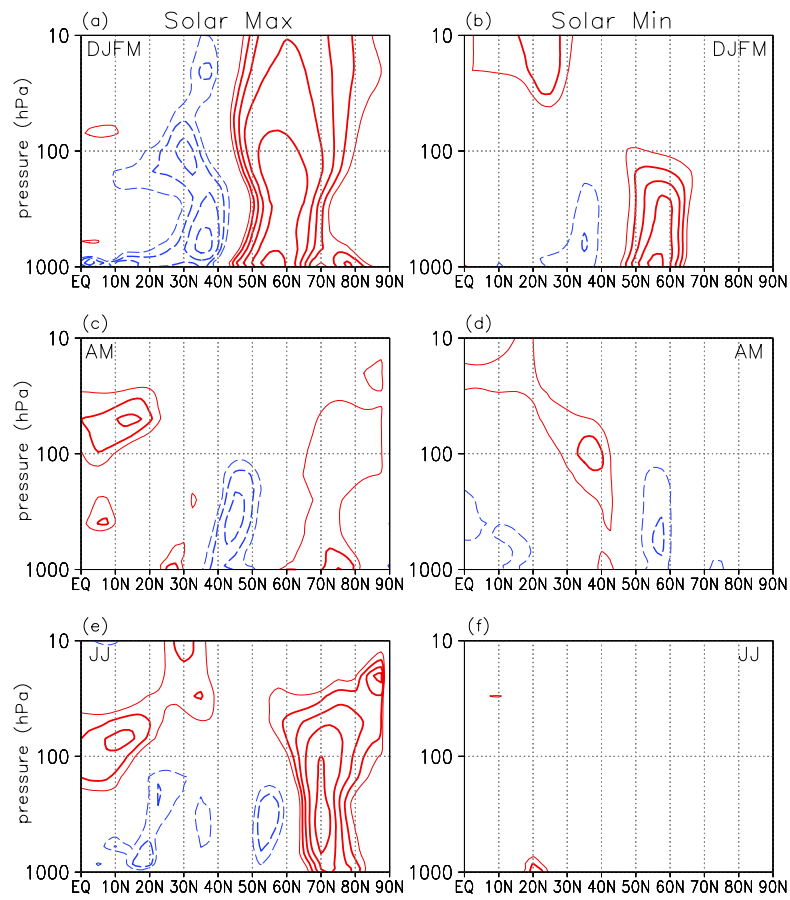


図 8 : 帯状平均東西風と冬季 NAO インデックスとの相関係数の緯度・高度断面図。図の配置は図 7 と同じで等値線の描き方は。図 5 と同じ。

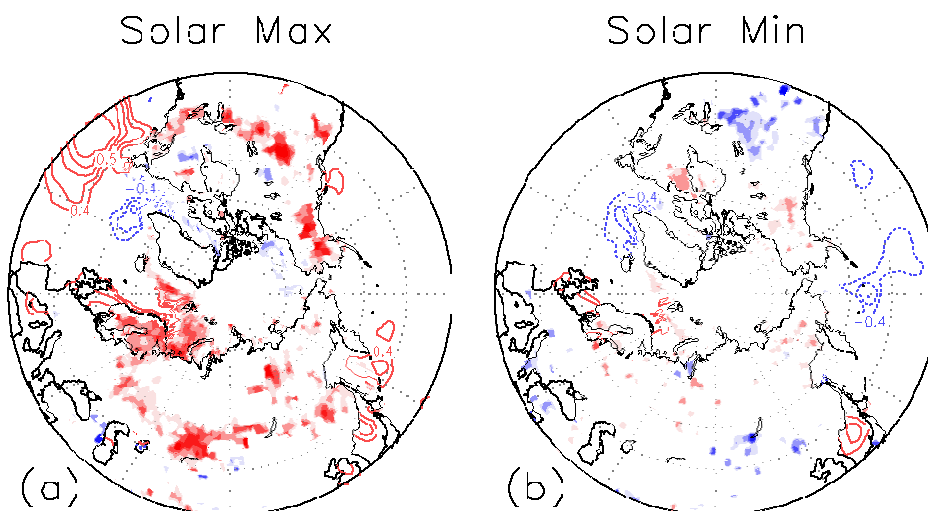


図 9 : 冬の NAO インデックスと春 (4,5 月) の海面水温、海氷面積及び積雪面積との相関係数分布図。(a) 太陽活動極大期。(b)太陽活動極小期。表示は図 4 と同じ。



前節で示した冬の NAO と夏の循環との関係は、太陽活動の活発期（極大期）に現れ、不活発期（極小期）には関係が見られないことがわかった。それでは、前節で提示した、海洋・雪・海水などの地表面が冬から夏への記憶を担っているという仮説について検討するため、春の地表面状態との相関を太陽活動の活発期と不活発期でそれぞれ求めてみた（図 9）。太陽活動の活発期には、北大西洋の海面水温、グリーンランド海・バレンツ海の海水やユーラシアの積雪に、有意な相関が現れている。ところが、太陽活動不活発期には、相関はごく弱い。この結果は、冬の NAO を地表面状態が記憶して夏に影響を及ぼすという仮説と矛盾しない。

## 5. 北半球環状モードの季節変化

冬の NAO と相関のある夏のパターンは、冬に卓越する北半球環状モード（NAM）よりその南北スケールが小さいが、北極を中心とした環状をしている。このパターンは夏の環状モード（NAM）ではないだろうかと考え、NAM の季節変化を調べることにした。Thompson and Wallace（2000、以下 TW2000）は、月平均・帯状平均高度場（20 度以北、1000-50hPa）の一年を通した主成分分析を行い、その第 1 モードが、Thompson and Wallace(1998)で示した冬季だけの海面気圧の水平分布に対する第 1 主成分（いわゆる北極振動パターン）とほとんど変わらないことを示し、NAM は一年を通して卓越するとした。彼らの NAM の固有ベクトル自身はひとつで固定されており季節変化しないが、それから計算される主成分の時系列（AO インデックス）に対する回帰を季節ごとに計算することによって、NAM の季節変化を調べた。しかし高度場の変動（分散）は冬季に大きいので、TW2000 の NAM は冬季に卓越するパターンを抽出していると考えられる。

ここでは、より忠実に NAM の季節変化を見るために、北半球中高緯度の帯状平均高度場（40 度以北、1000-200hPa）の主成分分析を各月ごとに行った。どの月も北極域と中緯度のシーソーパターンが第 1 モードとなる。これを各月の NAM とした。以後、これを季節変化する NAM（SV-NAM）ということにする。なお、TW2000 と同じく 20 度以北で主成分分析を行うと、夏の第 1 モードは領域で一様な符号のモードとなり、シーソーモードは第 2 モードとなる。また寄与率に関しては、冬の NAM は 50% 以上あるが、夏は 30-50%と低くなる（TW2000 では 45%）。夏の NAM は、冬の NAM に比べるとそれほど卓越性は低く、主に高緯度で卓越するといえる。

図 10 は、SV-NAM インデックスから帯状平均 500hPa 高度の回帰図である。冬は 55N に節があるが、夏には節は 65N、中緯度の腹が 50N 付近となり、大きな季節変化を示す。冬から夏までは、図 1 に示した冬の NAO の影響に似ている。

冬（1,2 月）の NAM の 500hPa 高度場と対応する夏（6,7 月）の場を図 11 に示す。この図は各月の NAM インデックスに対する回帰係数の平均を示してある。冬はおなじみの北極振動のパターンを示しており、北極域の負の中心はアイスランド低気圧のやや西のグリーンランド南端にある。弱い中心が北極海にある。夏は、負の中心は北極海にあり、不領域の南への広がり小さい。極東では冬に北日本を中心とした正領域があるが、夏はオホーツク海に移る。

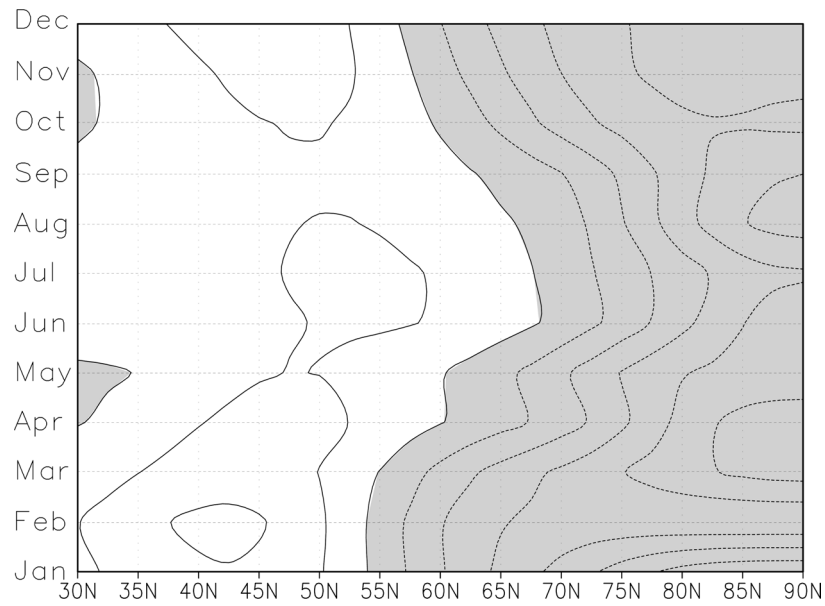


図 10 帯状平均 500hPa 高度場の季節変化する NAM インデックスからの回帰係数。等値線間隔は 10m。負の領域に影。

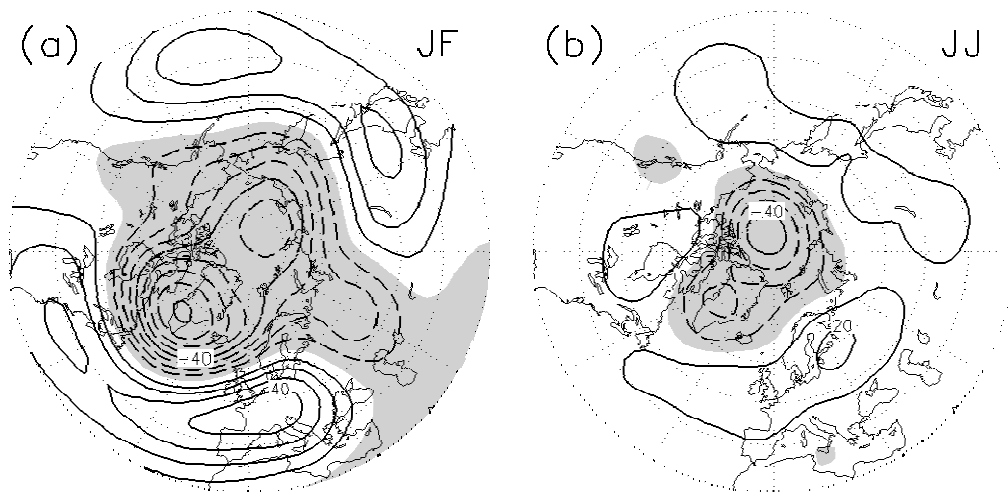


図 11 SV-NAM インデックスから、(a) 冬 (1,2 月) と (b) 夏 (6,7 月) の 500hPa 高度への回帰係数。負の領域に影。等値線間隔は 10m。ただしゼロの線は省略。

3 節と 4 節で示した冬の NAO がもたらす夏のパターンは、夏の NAM と似ている。冬については NAO と NAM とはよい相関がある。このことから、冬 (1,2 月) の NAM と夏の NAM (6,7 月) により相関があることが期待されるが、実際に 0.4 ほどの有意な相関がある。つまり、冬に NAM が正であると夏に NAM が正になりやすい傾向にある。ただし春は有意

な相関がない。

## 6. まとめ

冬の北大西洋振動 (NAO) と夏の北半球中高緯度循環との間には有意な相関がある。冬の NAO が正(負)であれば、夏の北極海で高度偏差が負 (正) となり、環北極域で正 (負) となる。この冬・夏の関係は、北大西洋の海面水温・グリーンランド海・バレンツ海 of 海水やユーラシアの積雪などの地表面プロセスによってもたらされるという仮説を提出した。さらにこの関係は、太陽活動が活発なときにはっきりしており、不活発期には有意な関係ではない。これは活発期には冬の NAO がユーラシア東部まで影響を及ぼすためと考えられる。冬の NAO と相関がある夏のパターンは、夏に卓越する北半球環状モード (SV-NAM) であると考えられる。すなわち、冬に SV-NAM が正であれば夏にも SV-NAM が正になりやすい傾向がある。ただし、夏の SV-NAM は冬の SV-NAM(=AO) より南北スケールが小さく、極東で正偏差の位置は、冬は北日本にあるが、夏はオホーツク海北岸にある。

なお、2003 年の夏は AO インデックスでは異常は見られないが、SV-NAM インデックスでは 7 月中旬から 8 月上旬にかけて 3 以上の異常な正の値を示した。帯状平均東西風もその期間、顕著なダブルジェット構造を示した。2003 年夏のヨーロッパの異常高温やオホーツク海高気圧の発達には SV-NAM が大きな正であったことを反映していると考えられる。

## 参考文献

- Hurrell, J. W., Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676-679, 1995.
- Kodera, K., Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implication in the spatial structure of the NAO, *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), 1218, doi:10.1029/2001GL014557, 2002.
- Kodera, K., Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900-1999, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1175, doi:10.1029/2002GL016584, 2003.
- Ogi, M., Y. Tachibana and K. Yamazaki, Impact of the wintertime North Atlantic Oscillation (NAO) on the summertime atmospheric circulation, *Geophys. Res. Lett.*, 30(13), 1704, doi:10.1029/2003GL017280, 2003a.
- Ogi, M., K. Yamazaki and Y. Tachibana, Solar cycle modulation of the seasonal linkage of the North Atlantic Oscillation (NAO), *Geophys. Res. Lett.*, 30, doi:10.1029/2003GL018545, 2003b (in press).
- Serreze, M. C., A. H. Lynch and M. P. Clark, The Arctic frontal zone as seen in the NCEP-NCAR reanalysis, *J. Climate*, 14, 1550-1567, 2001.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300, 1998.

- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability, *J. Climate*, 13, 1000-1016, 2000.
- Yasunari, T., A. Kitoh and T. Tokioka, Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate -a study with the MRI GCM, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 69, 473-487, 1991.