

晩秋の北極域の海氷面積減少がもたらす AO/NAO の位相の負へのシフト

A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea ice reduction in late autumn

山崎孝治, 中村哲 (国立極地研究所/北海道大学),
岩本勉之 (国立極地研究所/新潟大学),
本田明治, 浮田甚郎 (新潟大学),
三好勉信 (九州大学),
小川泰信 (国立極地研究所)

Koji Yamazaki, Tetsu Nakamura, Katsushi Iwamoto, Meiji Honda, Jinro Ukita,
Yasunobu Miyoshi and Yasunobu Ogawa

1. はじめに

北極域の海氷面積は近年急速に減少しており, 地上気温は全球平均の2倍の速さで温暖化している. このような北極域の変動が北半球中緯度の気候に影響を及ぼしている可能性がある. 最近の研究で海氷減少は冬の気候循環を変えユーラシアに寒波をもたらすことが示唆されている (例えば, Honda et al.¹⁾; Petoukov and Semenov²⁾; Screen et al.³⁾). 本研究では晩秋の北極域の海氷の近年の減少が冬に負の北極振動 (AO (Thompson and Wallace⁴⁾)/北大西洋振動 (NAO) をもたらすことについて観測データ解析と大気大循環モデルを用いた数値実験で調べる. 明らかになったことは, 「最近の北極域の海氷減少は中緯度の大陸域 (欧州, 東シベリア, 北米) に負の AO/NAO に関連した寒波をもたらす, 強い負の AO の生起確率を倍増させること, バレンツ海からの定常ロスビー波が北極域で下降, 中緯度で上昇する残差平均子午面循環を励起しその循環は北極域での海氷減少による直接的な温暖化を強化すること」などである.

2. データと方法

海面水温 (SST) 及び海氷密接度 (SIC) の観測データは the Merged Hadley NOAA/OI SST and SIC (Hurrell et al.⁵⁾ を用いた. 大気データは ECMWF の ERA-interim (Dee et al.⁶⁾ を用いた. また, AO index や NAO index は NOAA-CPC のサイトのデータを用いた (<http://www.ersl.noaa.gov/psd/data/climateindices>). 期間はいずれも 1979-2011 年の 33 年間である.

大気大循環モデル (AGCM) として, 地球シミュレータの AFES ver.4.1.T79L56 を用いた. AFES ver.4.1 は Honda et al.¹⁾ でも用いられたモデルであるが, 本研究で使用したモデルの水平分解能はより高く (T42→T79), 鉛直にも高い (30km → 60km). 数値実験は 1979-1983 年の昔の 5 年平均の境界条件 (SST と SIC) を与えたランを control (CNTL) run とした. 全部の境界条件を 2005-2009 年の最近の 5 年平均とした global run, 北極域の海氷だけを最近の条件にした N.Ice run など各種実験を行ったが, ここでは CNTL run と N.Ice run の比較を行うことで北極域海氷減少の効果を論ずる. この 2 つのランは 1 年のスピニング後, 各々 60 年積分した結果を解析する.

3. 結果

まず観測データにより冬(12,1,2月)平均の AO index と 9,10,11,12月の北極域の海氷面積とのラグ相関係数を計算し、どの月の海氷偏差が冬の AO に最も影響を与えるかを調べた。計算には線形トレンド除いたデータを使用した。その結果、9,10,11,12月との相関係数は、それぞれ、0.14, 0.28, 0.48, 0.26 であり、11月の海氷面積が冬の AO に最も影響を与えることがわかった。11月の海氷面積が少ないと冬に AO が負になり、北極域の気温は上昇するが、ユーラシア、特にシベリアと欧州および北米の地上気温が下がる(図 1c,d)。北極域の海氷のみ最近の値にしたモデル実験の偏差(N.ICE-CNTL)は観測結果を裏付けるものであった(図 1a,b)。

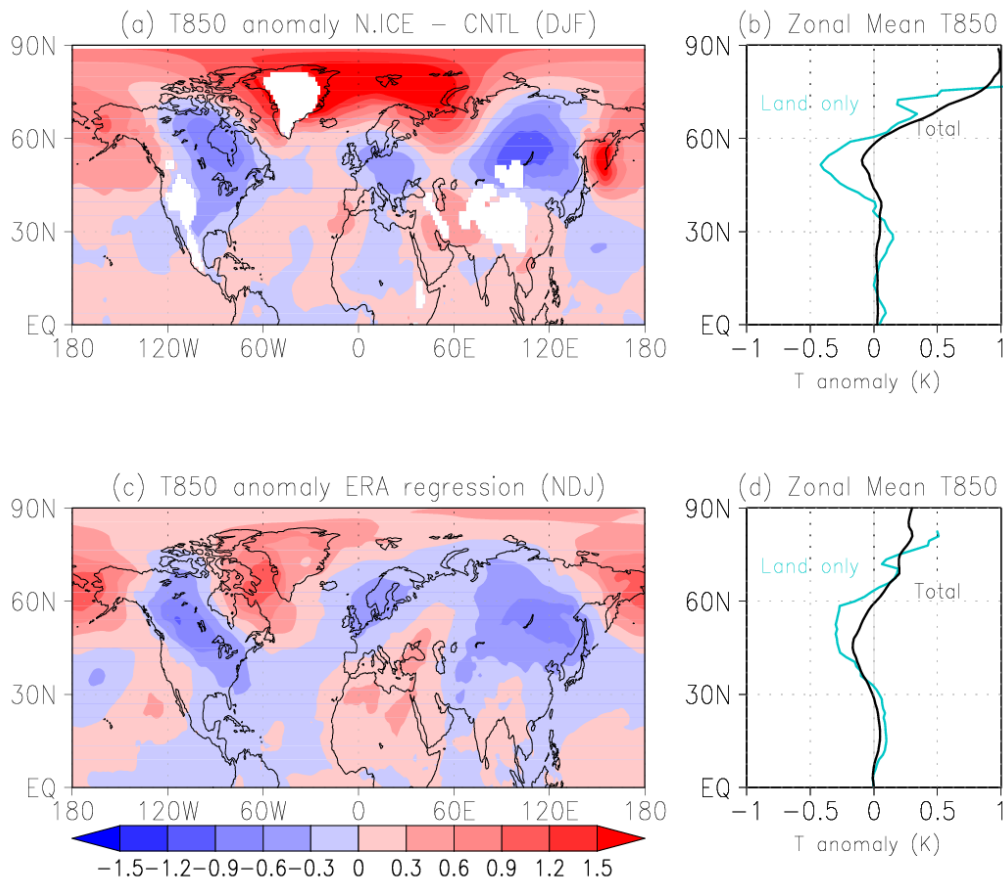


図 1 (a) 冬(12,1,2月)平均の 850 hPa 気温偏差. N.ICE- CNTL. (b)東西平均気温偏差. 黒(水色)線は全(陸地のみ)平均. (c),(d) (a),(b)と同様だが冬(11,12,1月)平均の 11月の海氷面積に回帰した観測値(ERA interim). 海氷面積が -1σ に対応. 観測は1月ずらした方がモデル結果との一致が良い.

このような偏差が生じる元々の原因は晩秋～初冬にかけてバレンツ海・カラ海の海氷面積が減少すると暖かい海表面からの乱流熱フラックスが増加し下層大気を暖めることにある。9月は海氷面積の減少は大きい、その偏差は主に東シベリア海にあり、乱流熱フラックスは小さい。またバレンツ海・カラ海は晩秋以降、上空に南東向きの

ジェットが吹いており、加熱により励起された惑星スケールのロスビー波が冬季には下流へ、つまりシベリア方面へ伝播しやすい。この惑星波は高緯度対流圏上部に伝播しそこの西風を減速し AO を負にシフトさせる (図略)。また波強制により誘起された残差子午面循環は中緯度で上昇流、北極域で下降流となり、この加熱効果は海氷減少による直接的な海面からの加熱の 25% に相当する。つまり海氷減少による北極域の温暖化に正のフィードバックがかかる。

では海氷減少に伴い AO はどのように変化し index の分布はどうなるのであろうか。図 2 a,b は北半球(20N 以北)の冬平均 500-hPa 高度場の CNTL,N.ICE の第 1 主成分 (EOF1) である。それぞれのランにおいて北極域で負のときは中緯度域で正になる AO 的な変動が最も卓越することが確認される。2つのランを比べると N.Ice の方が北極域の活動中心がより強くやや低緯度にシフトしている。

図 2 c は、2つのランを一緒にして求めた EOF1 であり、図 2 d はそのスコアの 120 年間の時系列である (前半は CNTL, 後半は N.Ice)。

図 3 は図 2 における EOF1 スコアのヒストグラムとそれから推定した確率密度関数である。標準偏差 σ の 0.247 倍だけ CNTL は正にシフトし、N.Ice は負にシフトしている。両者は重なってはいるが、 $+1\sigma$ 以上の確率は CNTL の 20.4% から N.Ice では 10.8% に半減し、逆に -1σ 以下の確率は 9.3% から 18.2% に倍増する。つまり、海氷減少により寒気吹き出しのような状況に季節平均場がなる確率が倍増する。

各々のランにおける日々の EOF1 スコア分布を調べた結果 (即ち平均値は両ランで同じ) では、 -2σ 以下のような極端な負のスコアが N.Ice ランで増加することがわかつ

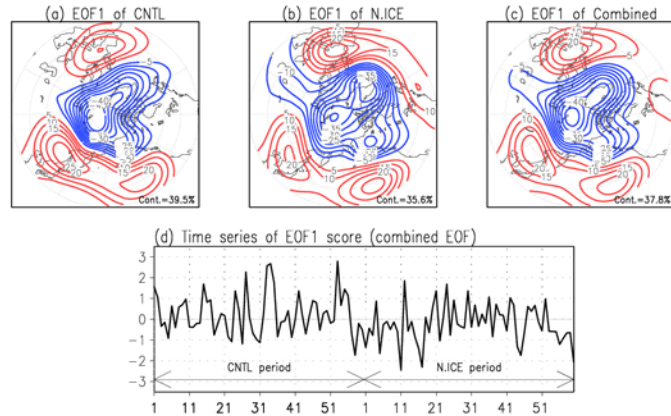


図 2 冬(12,1,2月)平均 500-hPa 高度場の EOF1 パターン。(a) CNTL, (b) N.ICE, (c) CNTL+N.ICE. (d) 結合した EOF1 スコア時系列。CNTL60年と N.ICE60年を結合。

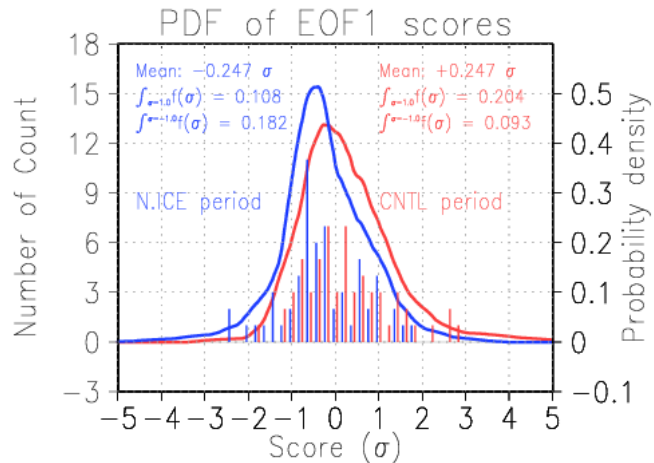


図 3 EOF1 スコアのヒストグラム(棒: 左目盛り)と推定した確率密度関数(線: 右目盛り)。横軸はスコア。赤は CNTL 実験, 青は N. ICE 実験。

た。日々の気象においても海氷減少により中緯度での強烈な寒波が起りやすくなっているといえる。

4. まとめ

11月の北極域の海氷面積の変動が北半球冬の卓越変動である北極振動に影響を与えることを示した。大気大循環モデル(AFES)による北極海の海氷を変化させた感度実験により、海氷が減少した最近の状況では北極振動は負の位相となり、北極域では温暖化するが、シベリア、欧州、北米の中緯度大陸上で寒冷化することが確認された。ただし、温室効果ガス濃度の上昇や海面水温の上昇傾向はこれらの効果を幾分相殺する傾向にある。今回の実験は昔と今の比較であるが、長期間にわたる変動を再現する実験を行う必要があり、現在そのような実験を実施中である。

当研究は Nakamura et al.⁷⁾に基づいている。

謝辞

当実験で使用した AFES モデル実験は JAMSTEC の地球シミュレータで行った。JAMSTEC の開発チームと東京大学中村尚研究室メンバーにモデルのチューニングや積分に関してお世話になり感謝する。当研究は GRENE 北極気候変動事業の一環として行った。

【引用文献】

- 1) Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea ice minima on anomalously cold Eurasian winters, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707, doi:10.1029/2008GL037079.
- 2) Petoukov, V., and V. A. Semenov, 2010: A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents, *J. Geophys. Res.*, **115**, D21111, doi:10.1029/2009JD013568.
- 3) Screen, J. A., I. Simmonds, C. Deser, and R. Tomas, 2013: The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss, *J. Climate*, **26**, 1230-1248, doi:10.1175/JCLI-D-12-00063.1.
- 4) 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.
- 5) Hurrell, J., J. Hack, D. Shea, J. Caron, and Rosinski, 2008: A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model, *J. Climate*, **21**, 5145-5133.
- 6) Dee, D. P., and 35 co-authors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553-597, doi:10.1002/qj.828.
- 7) Nakamura, T., K. Yamazaki, K. Iwamoto, M. Honda, J. Ukita, Y. Miyoshi, and Y. Ogawa, 2014: A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea ice reduction in late autumn, *J. Geophys. Res.* (under revision).