

北極海の家氷変動に対する大気応答と内部変動

森正人¹・渡部雅浩²・中村尚¹・木本昌秀²

(1:東大先端科学技術研究センター、2:東大大気海洋研究所)

1. はじめに

地球温暖化に伴い、北極海における海氷面積の縮小が急激に進行している。海氷が減少することで、特に冬季に、海洋から大気への熱・水蒸気放出が促進され、その影響は既に北極温暖化増幅現象として顕在化している。この海氷の減少による大気への影響が、北極域だけに留まらず中緯度域にも及ぶことが指摘されており、その典型例が、バレンツ・カラ海の家氷変動とユーラシア大陸中央部から東アジアにかけての地表気温変動との関係である。観測データを使った統計解析によると両者には正の相関関係があり、秋から冬にかけてバレンツ・カラ海の家氷が減ると、冬季に東アジアで地表気温が下がる傾向にある (e.g., Liu et al., 2012; Inoue et al., 2012)。この傾向はトレンドを抜いた年々変動でも現れるし、20 年程度の長期のトレンドとしても同定可能である。

このことは、海氷の減少が中緯度域の低温偏差を強制していることを示唆しているが、サンプル数が十分でない観測データの統計解析から因果関係を語るのは限界があるため、大気大循環モデル (AGCM) を用いた数値実験による検証が多く行われている (e.g., Honda et al., 2009; Petoukhov and Semenov, 2010; Screen et al., 2013a; Peings and Magnusdottir, 2014; Kim et al. 2014; Mori et al. 2014; Nakamura et al. 2015)。例えば、Mori et al. (2014) は、バレンツ・カラ海で観測された海氷密接度偏差を与えた感度実験から、海氷減少は冬季に東アジアに低温偏差を強制することができ、近年の急速な海氷減少によってユーラシア大陸の中央部で寒冬になる確率が 2 倍以上高くなっていることを明らかにした。

本研究では、Mori et al. (2014) で得られた知見を拡張するために、AMIP タイプの過去再現実験を多数のアンサンブルメンバーで行った。これにより、モデル実験と観測データとを一对一に比較することが可能となった。また、海面水温 (SST) と海氷密接度 (SIC) の影響を分離するために、境界条件の異なる 3 種類の感度実験も行った。

2. 実験の概要

東京大学大気海洋研究所・国立環境研究所・海洋研究開発機構が共同開発した大気海洋結合モデル MIROC4h の大気部分 (MIROC4h-AGCM; 解像度は T106L56) に SST と SIC を与えて、40 メンバーのアンサンブル過去気候再現実験 (ALL 実験) を行なった。積分期間は 1979 年から 2015 年で、SST ならびに SIC の大気への影響を分離するために、境界条件の異なる 3 種類の感度実験も行なった (表 1)。

	SST	SIC
ALL 実験	観測	観測
SCL 実験	気候値	観測
ICL 実験	観測	気候値
CLM 実験	気候値	気候値

表 1: 実験名と与えた SST ならびに SIC の設定。気候値は 1979-2000 年の平均。SST と SIC には HadISST を用いた。

本研究では冬季 (12-2 月) の平均場について議論する。また、1979-2015 年で定義された線形トレンドを除去した上で解析を行った。再解析データとして、ERA-Interim を用いた。

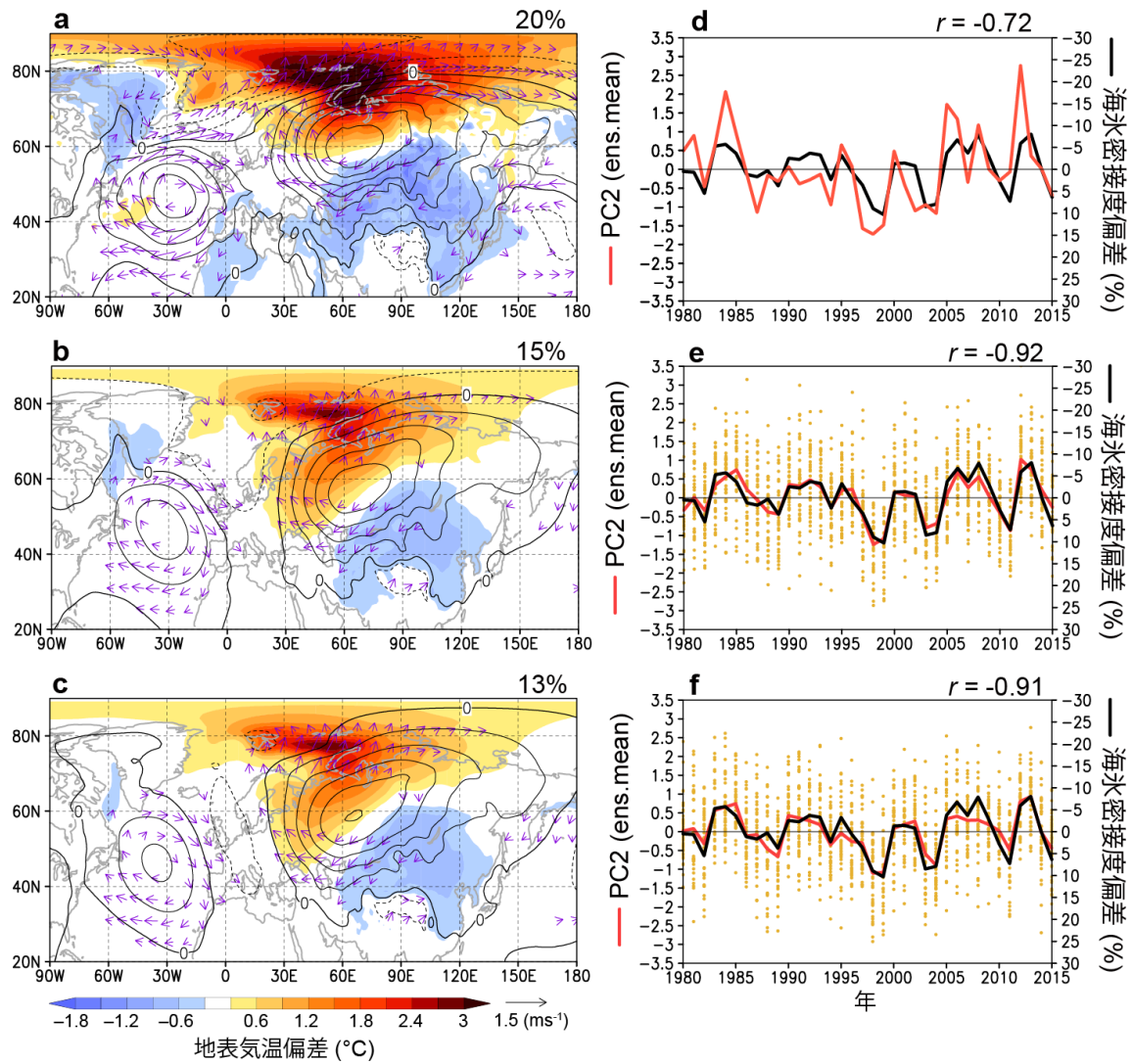


図 1. 冬の地表気温偏差の EOF 第 2 モード(色)、ならびにそれに伴う地表気圧偏差(等値線:0.5hPa 間隔)と地表風偏差(矢印):(a)ERA-Interim、(b)ALL 実験、(c)SCL 実験。各モードの寄与率を図の右肩に示す。東アジアが低温偏差になる位相を正極性の WACE と定義する。第 2 モードの時係数:(d)ERA-Interim(赤線)、(e)ALL 実験(各メンバーを橙点、アンサンブル平均を赤線で示す)、ならびに(f)SCL 実験。黒線はバレンツ・カラ海で平均した海水氷接度偏差(軸反転)の年々変動を表す。赤線と黒線の相関係数を図の右肩に示す。

3. 結果

バレンツ・カラ海の海水変動に付随する大気変動パターンを同定するために、Mori et al. (2014) と同様に、冬季の地表気温偏差に EOF 解析を適用した（計算領域は $0-180^{\circ}$ 、 $20-90^{\circ}$ N）。図 1a に、再解析データから得られた第 2 モードと、それに付随する SLP 偏差ならびに地表風偏差の空間パターンを示す（再解析データならびに全てのモデル実験で、第 1 モードとして北極振動に付随する変動パターンが得られるが、図省略）。モードの時係数（PC2）がバレンツ・カラ海（ $30-90^{\circ}$ E、 $65-85^{\circ}$ N）で平均した SIC 偏差と高い相関を示すことから（図 1d, $r=-0.72$ ）、このモードが海水変動に付随する地表気温の変動パターンであることが示唆される。以降、このモードを Warm Arctic and Cold East Asian（WACE）パターンと呼ぶ。

ALL 実験は WACE パターンを非常によく再現している（図 1b；ただし、寄与率を過小評価していることに注意）。なおモデルでは、36 年×40 メンバーの全てのサンプルに対して EOF 解析を適用しており、各メンバーの PC2 を橙点で、そのアンサンブル平均を赤線で示している（図 1e）。アンサンブル平均した PC2 とバレンツ・カラ海の SIC 偏差は $r=-0.92$ という非常に高い相関を示すことから、やはり WACE が海水変動に付随する地表気温の変動パターンであると言える。また、SST を気候値に固定した SCL 実験からも同様の結果（図 1c, f）が得られるため、SST 偏差がこのモードに与える影響は大きくないことが分かる。

では、海水の変動が与えられていない ICL 実験、CLM 実験では WACE パターンはどのように表現されるのだろうか？ 両実験の EOF の第 2 モードの空間パターン（図 2）は図 1 の WACE パターンと非常によく似ていることが分かる。すなわちこれらの結果は、WACE が中高緯度大気に本来備わっている内部モードで、WACE は本来、海水

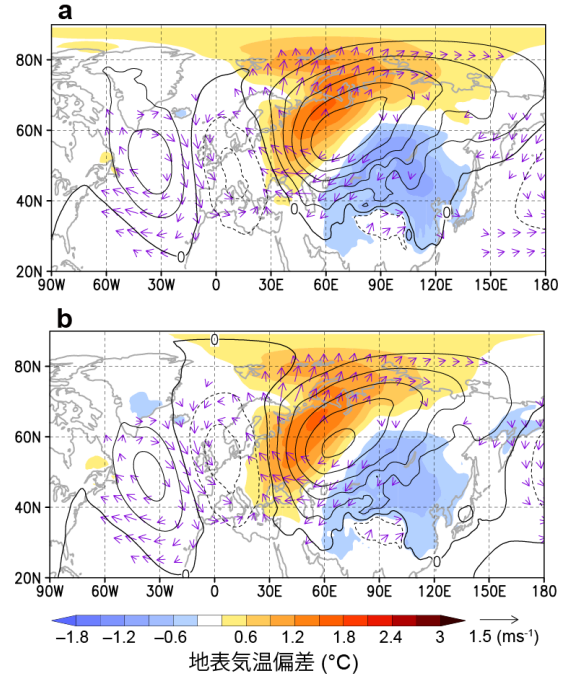


図 2. 図 1a-c に同じ。ただし (a) ICL 実験、(b) CLM 実験。

変動とは無関係に生じ得ることを意味している。海水偏差は WACE を効率良く励起することができる一つの agent であり、WACE の存在そのものではなく、WACE の強さや出現確率に影響を与える。

それは、PC2 の確率密度関数の比較から明らかである（図 3）。海水が気候値に固定されている CLM 実験であっても WACE パターンは現れるが、バレンツ・カラ海で海水が少ない（多い）冬ほど正（負）の WACE パターンの出現確率が増える（図 3 b）。この傾向は観測でより顕著で、例えば少氷年に、観測では全ての冬で正の WACE が現れるのに対し、モデルでは負の WACE も少なくない割合で出現している。このことは、モデルは海水の影響を過小評価していることを示唆しており、以降、そのことが定量的に示される。

WACE が内部モードであることから、例えば同じ海水偏差の下であっても realization 間で WACE の振幅は大きく異なるが（図 1e, f の橙点）、十分なメンバー数があれば

ば、前述のようにアンサンブル平均した PC2 は SIC 偏差と 0.9 を越える高い相関を示す。これは、アンサンブル平均をとることで内的に生成された成分が相殺され、外的に駆動された成分が残るためである。従って、観測された WACE の変動は、海氷によって外的に駆動された成分と内的に生成された成分から構成されることが考えることができる。観測の PC2 とバレンツ・カラ海 SIC 偏差との相関係数 ($r=-0.72$) より、海氷によって外的に駆動される成分は WACE の分散の約 52% と見積もられる。一方 ALL 実験では、各メンバーの PC2 と SIC 偏差との相関係数の平均 -0.49 (標準偏差 0.11) より、海氷駆動の成分は約 24% と見積もられ、モデルでは海氷による影響が全体的に過小評価されていることが示唆される。

4. まとめ

WACE は内部モードであり、観測された WACE の分散のうち約半分が海氷偏差によって駆動されていることが分かった。また、モデルは海氷によって駆動される成分を過小評価していることが強く示唆された。WACE がどのようなメカニズムで内的に生成されるのか、また海氷偏差がどのように強制するのかを明らかにすると同時に、モデルでどのプロセスが十分に表現されていないのかを明らかにしていくことが重要で、今後の課題である。

引用文献

1. Honda, M., Inoue, J. & Yamane, S., 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.* **36**, L08707.
2. Inoue, J., Hori, M. E. & Takaya, K., 2012: The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-

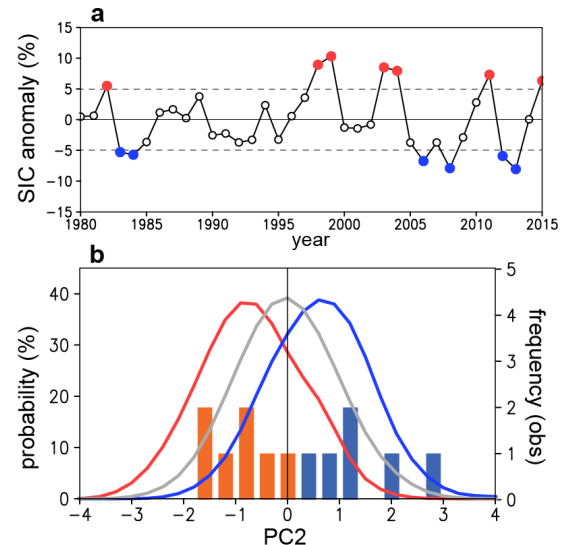


図 3. (a) バレンツ・カラ海で平均した冬季 (DJF) の海氷密接度偏差の年々変動。線形トレンドは除去済み。1 標準偏差 (点線) を上回る年を多氷年 (赤丸)、下回る年を少氷年 (青丸) と定義する。(b) PC2 の確率密度関数。CLM 実験 (灰色線)、ALL 実験による多氷年 (赤線) と少氷年 (青線)。ERA-Interim の PC2 のヒストグラムを、多氷年 (赤) と少氷年 (青) に分けて示す。

Siberian Anomaly. *Journal of Climate* **25**, 2561-2568.

3. Kim, B.-M., et al. 2014: Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss, *Nat. Commun.*, **5**, 4646, doi:10.1038/ncomms5646.
4. Liu, J., Curry, J. A., Wang, H., Song, M. & Horton, R. M., 2012: Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* **109**, 4074-4079.
5. Mori, M., Watanabe, M., Shiogama, H., Inoue, J. & Kimoto, M., 2014: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geoscience*, **7**, 869-873.

6. Nakamura, T., K. Yamazaki, K. Iwamoto, M. Honda, Y. Miyoshi, Y. Ogawa, J. Ukita, 2015: A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn. *J. Geophys. Res.* **120**, 3209-3227.
7. Peings, Y. & Magnusdottir, G., 2014: Response of the wintertime Northern Hemisphere atmospheric circulation to current and projected Arctic sea ice decline: A numerical study with CAM5. *J. Clim.* **27**, 244-264.
8. Petoukhov, V. & Semenov, V. A., 2010: A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *J. Geophys. Res.* **115**, D21111.
9. Screen, J. A., Simmonds, I., Deser, C. & Tomas, R., 2013a: The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss. *J. Clim.* **26**, 1230-1248.
10. Screen, J. A., Deser, C., Simmonds, I. & Tomas, R., 2013b: Atmospheric impacts of Arctic sea-ice loss, 1979–2009: Separating forced change from atmospheric internal variability. *Clim. Dynam.* **43**, 333-344.