

# 北極海海水変動に対する大気応答の力学・熱力学過程

本田明治 (海洋研究開発機構 FRCGC)・猪上淳 (海洋研究開発機構 IORGC)・山根省三 (同志社大)

## 1. はじめに

夏季～秋季の北極海シベリア沿岸の海水面積が例年より少ないと、冬季のユーラシアは広い領域で有意に低温傾向になることがデータ解析から確認され、また数値実験でも本質的に再現されることをこれまでに報告している(本田他 2007, 2008)。今回は、北極海の海水面積が記録的に減少した 2007 年秋 (図 1a) に続く 2007/08 年冬のユーラシアの概況をまず示して、両者の関係を確認する。そして数値実験の結果を中心に、海水変動に対する大気場応答の力学・熱力学過程について特に注目して解析した結果を報告する

## 2. 2007/08 年冬の概況

夏場の北極海 (特にシベリア沿岸) の海水減少に伴って、初冬は日本など極東を中心に、晩冬はユーラシア広域で帯状に、有意に低温傾向が見られる。きっかけは日本が記録的な寒冬豪雪に見舞われた 2005/06 年冬 (本田・楠 2007) に先行する 2005 年夏の北極海の海水減少 (図 1a; 当時の最小記録更新) であった。2007 年の北極海の海水面積は 2005 年のそれを大きく下回り、更に強いラニーニャも予想されていたため、初冬を中心に低温になる可能性について各方面に注意を喚起した。実際蓋を開けてみると 2007/08 年の日本の冬は後半にやや低温となったものの、初冬を中心に高温傾向で、冬平均では全国的にはほぼ平年並であった。しかしお隣中国では南部を中心に 1 月半ばから 2 月半ばにかけて著しい低温と大雪に見舞われた (例えば Tokyo Climate Center 2008)。この低温は中東から東アジアまでユーラシア大陸の中緯度帯を広く覆い、2007/08 年の冬平均 (12 月～2 月; JRA-25/JCDAS を使用) 場でもはっきりと確認できる (図 2a)。また、北極域ではバレンツ海付近を中心に北欧からシベリア沿岸が高温偏差で覆われており、大陸上は欧州から中央アジアにかけて高気圧性偏差であった。

ここで改めて両者の統計的な関係を 1978/79 年～2005/06 年の 28 寒候季の資料で確認する。大気再解析データは NCEP-NCAR、海水データは英国ハドレーセンターの HadISST を用いた。シベリア沿岸海水指数 (SCI) は北緯 72-82 度及び東経 30-180 度 (図 1a) で囲まれた領域の平均海水氷密接度として定義し、その時系列を図 1b に示す。

図 3 は冬平均 (12 月～2 月) の 1000 hPa 気温、海面気圧、250 hPa 高度を先行する 9 月の SCI

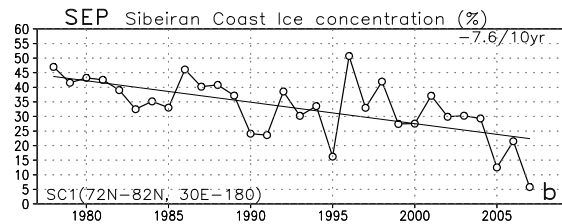
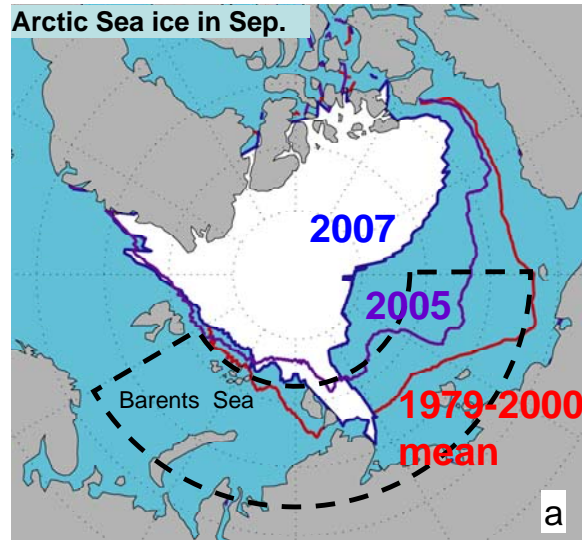


図 1. (a) 9 月の北極海の海水分布 (2007 年、2005 年、1979-2000 年平均)。氷縁は HadISST データの海水氷密接度 50% の等値線。(b) シベリア沿岸 (北緯 72-82 度及び東経 30-180 度で囲まれた領域: 図 1a の破線) の平均海水氷密接度 (1979 年～2007 年)。直線は線形トレンド。

(図 1b) に回帰させた分布図 (図の符号は反転、少氷時に対応する気温偏差分布) である。事前に SCI のトレンドは除去しているが、トレンドを含めても結果は本質的には変わらない。

これによると、夏季にシベリア沿岸の海水域面積が少ないと、有意に冬平均場でユーラシアの帯状低温偏差、北極海の高気圧性偏差、欧州から東アジアの高気圧性偏差が確認できる (図 3a-b)。このパターンは 2007/08 年の冬平均偏差場と良く似ていることが分かる (図 2a)。つまり 2007/08 年の冬のユーラシアの天候に北極海の海水減少が寄与していたことを示唆する。ちなみに 2005/06 年の冬平均場も全体に北偏しているが同様の傾向を示す (図 2b)。

上空を見るとバレンツ海上空の高気圧性偏差と中央アジアの低気圧性偏差が有意で、定常ロスビー波の活動度フラックスは前者から後者への

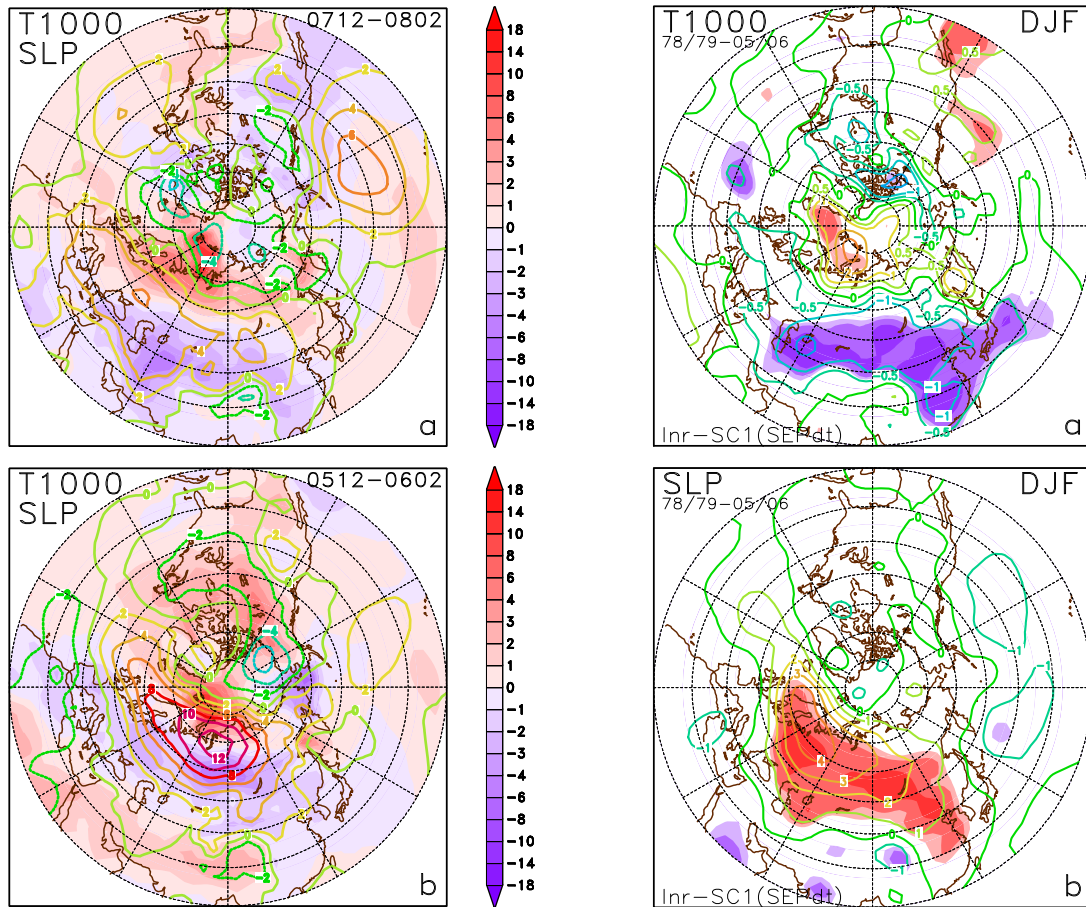


図2. (a) 2007年12月～2008年2月平均の1000 hPa 気温（色の陰影: T1000: K）および海面気圧（色等値線: SLP: hPa）の気候値（1979～2004年）からの偏差（°C）。(b) (a) に同じ、ただし2005年12月～2006年2月平均。データはJRA-25/JCDAS再解析。

伝播を示している（図 3c）。初冬に顕著なパターンであるが、冬平均でも見えることは興味深い。

### 3. 数値実験

海水変動に対する大気場応答の力学・熱力学過程の解析に用いた数値実験結果は前回報告と同じなので、ここでは簡単に紹介する。詳しくは（本田他（2008）を参照して頂きたい。実験に用いた大気大循環モデル（AGCM）は AGCM for Earth Simulator (AFES, Ohfuchi et al. 2004) の Ver. 2.5 で、分解能は T42L20 とした（水平約 2.8 度）。9 月～12 月の北極海シベリア沿岸のみに海氷の多少を設定し、他は全て気候値とした。感度実験は 9 月 1 日を初期値として「多氷」、「少氷」それぞれの境界条件で 5 ヶ月積分、初期値を少しずつ変えて 50 メンバーずつ実施した。応答のメカニズムを明瞭にみるため、このうち 28 メンバーを抽出し、のアンサンブル平均の差（少氷

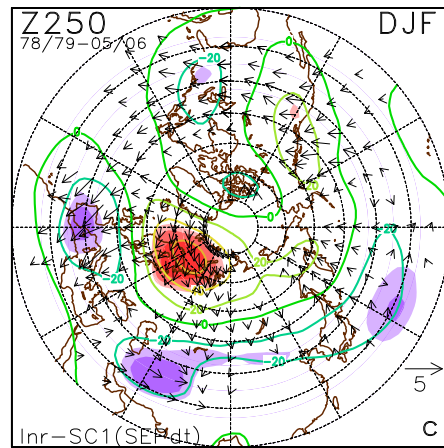


図 3. 冬平均（12 月～2 月）の (a) T1000 (K)、(b) SLP (hPa)、250-hPa 高度 (Z250: m) を先行する 9 月の北極海シベリア沿岸海氷域面積 (SCI: 図 1b) に回帰させた分布図。9 月の SCI が 2 標準偏差減少したときに予測される偏差。SCI のトレンドは事前に除去している。色陰影は薄い方から差が 90%、95%、99% で有意な領域。(c) の矢印は Takaya and Nakamura (2001) による定常ロスビー波の活動度フラックス ( $m^2s^{-2}$ )。データは NCEP-NCAR 再解析。

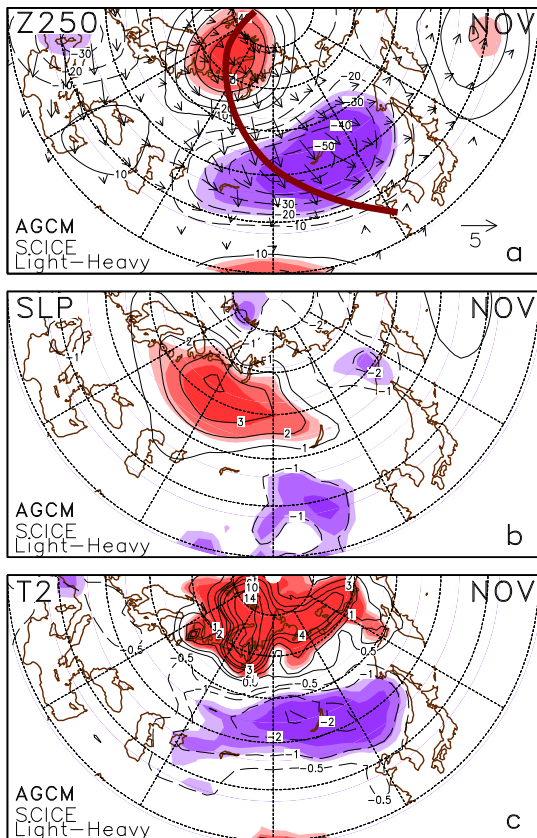


図4. AGCMを用いた数値実験による9-12月の北極海シベリア沿岸の海水の多少に伴う、11月の(a) Z250 (m)、(b) SLP (hPa)、(c) 地上気温 (T2: K)の差 (少氷ラン-多氷ラン)。陰影は薄い方から差が90%、95%、99%で有意な領域。(a)の矢印はTakaya and Nakamura (2001)による定常ロスビー波の活動度フラックス ( $m^2s^{-2}$ )。

ラン-多氷ラン)に着目した。既に報告している通り、初冬の極東、晩冬の欧州~中央アジア~東アジアの低温偏差の季節進行を再現している。

初冬(12月)の極東を中心とした低温をもたらすきっかけは、およそ1ヶ月先行してみられる北極バレンツ海付近を強制源とする定常ロスビー波応答と考えられる。図4は11月の「少氷-多氷」の大気場で、これに見られるようにユーラシアを横切る上空の波列に対してバレンツ海付近を中心に下層では位相がおおよそ90度下流側にずれており、この応答が下層の熱的強制で励起されていることを示唆する。図5aはこの応答の鉛直断面(図4aの実線)で、位相の傾きはおおよそ700 hPaより下層で顕著であることが分かる。傾圧的な構造は擾乱による極向き熱輸送があることを意味し、それは活動度が上向きに伝播しやすいことに対応する。実際フラックスの鉛直水平成分はバレンツ海付近を中心に上向き成分が顕著

である。この定常ロスビー波の励起源と考えられるのは、海水分布に伴う乱流熱フラックスの差である。図5bの海面での顕熱及び潜熱フラックスの総和の差の分布は、少氷時にバレンツ海北部~カラ海は熱源(上向きフラックスが大)、バレンツ海南部~スバーバル諸島は冷源になることを意味する。等値線は波の活動度フラックスの鉛直成分で、この冷熱源分布のペアに対応して上向き成分がピークになっており、また矢印で示された水平成分もバレンツ海付近で発散傾向であり、この乱流フラックス偏差が定常ロスビー波の励起源であることを意味する。

定常ロスビー波の維持形成の力学・熱力学構造を相対温度と収束発散の鉛直断面の差の図(図6)からもう少し詳しくみる。対流圏全体でみると、バレンツ海上空(70°N, 50°E付近)の高気圧性(負渦度)偏差(図4a)は中上層で等価順圧構造を示しており(図6a)、50°E付近を境にその上流側(下流側)では対流圏中層を中心に上昇流(下降流)が見られ対流圏中上層の発散(収束)と下層の収束(発散)を伴っている(図6b)。渦度収支的に見ると、上空の高気圧性渦度の上流側(バレンツ海北部)では、発散に伴う高気圧性渦度生成は基本場の上層の西風による低気圧性渦度の移流によってバランスする(図略)。一方下層では基本場の西風は弱まるが、相対的に南風偏差による惑星渦度(高気圧性)の移流が卓越し下層の収束に伴う低気圧性偏差生成とバランスする。下流側(大陸沿岸部)での渦度収支は上流側と反対であることは明白である。また熱収支的にみると、対流圏中上層では収束発散に伴う鉛直流による断熱冷却(上流)または断熱加熱(下流)は断面を直交する風偏差による暖気または寒気移流とバランスを保つように働いている。このような渦度・熱収支バランスの特徴は基本場の西風シアのある傾圧大気中を伝播する定常ロスビー波の構造に矛盾しない。

続いて熱強制によるこの定常ロスビー波の励起の過程を詳しくみる。海面の非断熱加熱を冷熱源偏差と感じた大気下層は、冷源に暖気移流、熱源に寒気移流で応答しようとする。図5bでは冷熱源分布の中心(75°N付近)に低気圧性偏差の形成を意味する。しかし熱源上では低気圧偏差、冷源上では高気圧偏差を形成しようとする熱的減衰効果もあるため、低気圧性偏差の中心は上流側にずれ、下流側の大陸上には高気圧性偏差が現れることになり、これはシベリア高気圧発達のおかげとなる(図4b)。従って冷熱源分布上(バレンツ海)はほぼ全域が暖気移流となって高温偏差に覆われることになり(図4c)、上空の高度は上昇することになる(図4a及び図5a)。また、

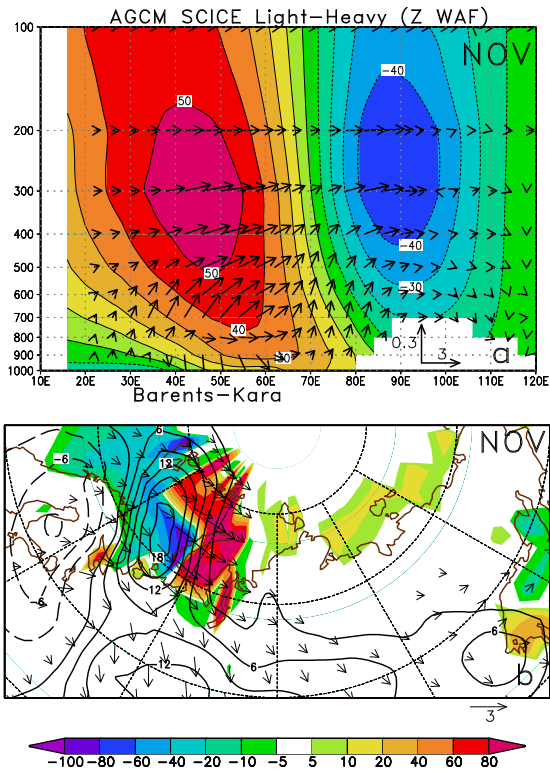


図5. 図4に同じ「少氷ラン-多氷ラン」の差。但し、(a) 図4aの実線に沿った高度場 (m) の差の鉛直断面。矢印は Takaya and Nakamura (2001) による定常ロスビー波の活動度フラックス ( $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ )。 (b) 顕熱及び潜熱フラックスの総和の差 (色陰影;  $\text{Wm}^{-2}$ )。700 hPa の活動度フラックスの鉛直成分(等値線:  $10^{-2} \text{m}^2\text{s}^{-2}$ )。矢印は図4aに同じ。

渦度バランスでみると下層の低気圧性偏差は水平収束を引き起こそうとする。これは対流圏中層の上昇流偏差とその上層の水平発散を要求、この発散に伴う負渦度生成は基本場の西風に伴う正渦度偏差移流によってバランスする、というように対流圏全体に応答が及んで、図6で説明したような構造となるのである。このような構造は Honda et al. (1999) がオホーツク海の海水の多少が励起する定常ロスビー波構造とも本質的に整合的である。

#### 4. まとめ

初冬の極東を中心に低温偏差をもたらす夏～秋の北極海海水域減少の影響について、海水変動に対する大気場応答の力学・熱力学過程を調べた。AGCM を用いた感度実験によるバレンツ海付近の海水変動に対する11月を中心とする大気応答の模式図を図7に示す。秋の北極海の海水減少は初冬の海水拡大を遅らせる傾向にあり、露出した海面からの乱流熱フラックスにより大気が加熱されやすくなる。気候平均で乱流熱フラックスの

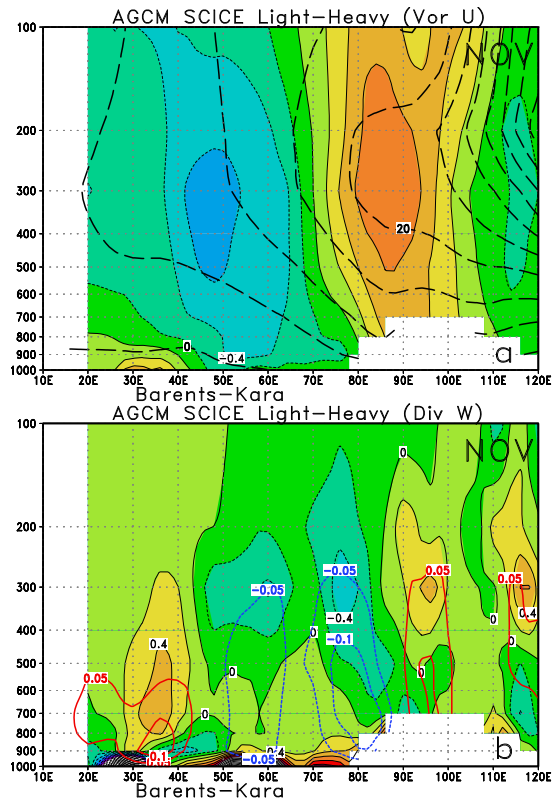


図6. 図5aに同じ「少氷ラン-多氷ラン」の差。但し、(a) 相対湿度の差 (色陰影;  $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ; 正値が低気圧性)。破線は基本場 (コントロールラン) の平均の西風 ( $\text{ms}^{-1}$ )。 (b) 水平発散の差 (色陰影;  $10^{-6}\text{s}^{-1}$ ; 正値が発散)、および鉛直風の差 (色等値線;  $10^{-2}\text{ms}^{-1}$ ; 正値が上昇流)。

絶対値が元々大きいバレンツ海付近は特にその傾向が顕著で、また上空は西風領域 (亜寒帯ジェットにかかる) であるため、加熱偏差を強制源として定常ロスビー波が励起され、ユーラシア大陸上に伝播する。これに伴って北極海上は高温偏差、大陸上は低温偏差になりやすい。

このように11月を中心にユーラシア大陸上に形成された定常ロスビー波列に伴って、ユーラシア大陸上にはシベリア高気圧のきっかけが形成される (図4)。これが何らかの要因で更に発達し東方への拡大することによって極東に寒気をもたらされることになる。シベリア高気圧発達の要因としては、ストームトラックからのフィードバックによる対流圏上空の循環場偏差の維持と東進、ユーラシア大陸上の積雪偏差 (寒気蓄積) など、既にいくつか前回の報告でも挙げているが、更に詳しい調査が必要である。

前回の報告でも指摘した通り、冬後半の応答のメカニズムはまだ解明されていない。しかし最近の幾つかの数値実験の結果は、北極海の海水減少に伴って冬後半に北大西洋振動 (NAO) の負の

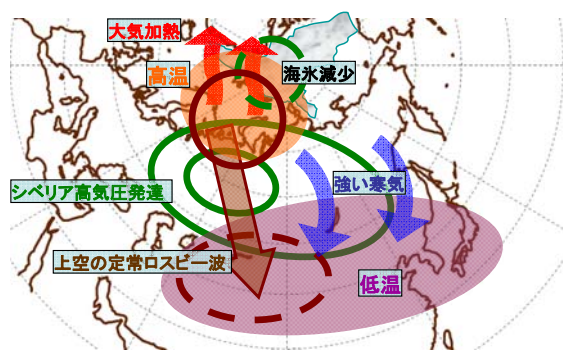


図7. 夏～秋の北極海の海氷減少に伴う、初冬を中心としたユーラシアの大气応答の模式図。

位相を形成しやすい傾向を示している (Deser et al. 2007; Seierstad and Bader 2008)。図 3b と 3c をみると、弱いながらも負の NAO パターンを反映している。感度実験の結果 (図略) も同様である。冬季後半の応答については今後詳しく解析していきたい。

最後に、2008 年の夏季の北極海の海氷面積は 2007 年に次ぐ第 2 位の少なさであった。2007 年の分布と概ね似ており、シベリア沿岸～アラスカ沖合でほとんど海氷が消滅した。2008/09 年冬も欧州～東アジアの天候異常には注意したい。尚、本稿の一部は Honda et al. (2009) に投稿中である。

## 参考文献

- Deser, C, R. A. Tomas, and S. Peng, 2007: The transient atmospheric circulation response to North Atlantic SST and sea ice anomalies, *J. Climate*, **20**, 4751–4767.
- Honda, M., K. Yamazaki, H. Nakamura, and K. Takeuchi, 1999: Dynamic and thermo-dynamic characteristics of atmospheric response to anomalous sea-ice extent in the Sea of Okhotsk. *J. Climate*, **12**, 3347–3358.
- Honda, M., J. Inoue and S. Yamane, 2009: Influence of summertime Arctic sea-ice reduction on wintertime Eurasian coldness. *Geophys. Res. Lett.*, submitted.
- 本田明治, 楠 昌司 (編), 2007: 2005/06 年 日本の寒冬・豪雪, 気象研究ノート, **216**, 日本気象学会, 290pp.
- 本田明治, 猪上 淳, 山根省三, 2007: 冬季大気循環異常にかかわる夏季北極海の海氷面積異常. 平成 18 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告, 49–54.
- 本田明治, 猪上 淳, 山根省三, 2008: 夏季から

秋季の北極域海氷面積異常が冬季ユーラシアの天候に及ぼす影響. 平成 19 年度「異常気象と長期変動」研究集会報告, 148–151.

Ohfuchi, W., H. Nakamura, M. K. Yoshioka, T. Enomoto, K. Takaya, X. Peng, S. Yamane, T. Nishimura, Y. Kurihara, and K. Ninomiya, 2004: 10-km mesh meso-scale resolving simulations of the global atmosphere on the Earth Simulator. –Preliminary outcomes of AFES (AGCM for the Earth Simulator)–. *J. Earth Sim.*, **1**, 8–34.

Seierstad, I. A., and J. Bader, 2008: Impact of a projected future Arctic sea ice reduction on extratropical storminess and the NAO, *Clim. Dyn.* doi10.1007/s00382-008-0463-x.

Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627.

Tokyo Climate Center, 2008: Summary of Asian winter monsoon 2007/2008 – Extremely low temperatures in Asia, *TCC News*, **12**, Japan Meteorological Agency, 5–7.