

夏季から秋季の北極域海氷面積変動が冬季ユーラシアの天候に及ぼす影響

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 (千葉科学大)

1. はじめに

2005/06年冬季の12月を中心に日本一帯を襲った記録的な寒さと広範囲の大雪はまだ記憶に新しい。2005/06年冬は他にもさまざまな顕著現象が確認されたが、この冬のオホーツク海の積算海氷面積は過去36冬の観測で最小を記録、例年9月に季節的に面積が最小となる北極海の海氷は2005年に最小の記録を更新している。最近で1995/96年の夏から冬への経過が2005/06年の状況とよく似ており、他に同様の季節進行の傾向を含む年もいくつかみられた。このことから、特に日本付近に寒さをもたらす要因のひとつとして、夏から秋の北極海の海氷域変動に注目した。尚、本報告は昨年度の解析結果(本田他、2007)を元に、改めて解析を実施したものである。

2. データ解析

1995年及び2005年夏季の北極海の海氷が特にシベリア沿岸一帯で少なかったことに着目して、SMMR及びSSM/Iによる海氷密度データを用いて、海洋研究開発機構北極グループが解析した北半球海氷域分布データを用いて、北緯72-82度及び東経30-180度で囲まれた領域の海氷域面積をシベリア沿岸海氷指数(SCI)と定義した(図1)。大気データはNCEP-NCAR再解析データを用いた。解析期間は1978/79年~2005/06年の28寒候季とした。

図2は12月及び2月の地上気温を先行する9月のSCI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。9月のSCIは顕著な減少を示すが、ここではトレンドを除去したSCIを用いている(トレンドを含めても気温偏差の分布は大きく変わらない)。これによると、夏季にシベリア沿岸の海氷域面積が平年より少ない場合、続く12月は日本を含む東アジ

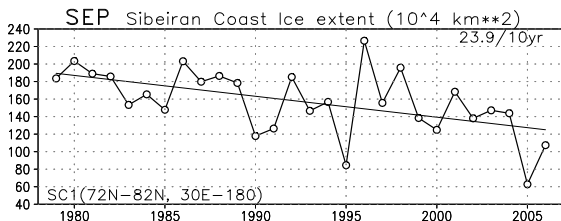


図1. 9月の北極海シベリア沿岸(北緯72-82度及び東経30-180度で囲まれた領域)の海氷域面積(SCI; 10^4 km^2)。1979年~2006年。直線は線形トレンド。

アを中心に有意に低温、そして2月は欧州~中央アジア~東アジアにかけて有意な低温域が帯状に広がることを示す。つまり初冬から晩冬にかけて低温な領域が極東から西に延びていく傾向がみられる。海面気圧(SLP)場では12月にシベリア高気圧の発達に関わる高気圧性偏差が見られ、2月にかけて偏差中心は西進していた(図略)。特に12月は日本が寒冬になる場合の典型的な構造をよく反映している。この関係が単なる統計的な関係なのか、他の要因の反映なのか、海氷変動の影響なのかを調べるため、数値実験を実施した。

3. 数値実験

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(多氷は気候値の海氷密度が10%以上の海域を90%に、少氷は気候値の密度が90%未満の海域を海氷無しとした。図3は10月の海氷分布の例で、3aは少氷3bは多氷、3cは両者の差を示す)し、他の海域の海氷分布とSSTは全て気候値に設定した。ち

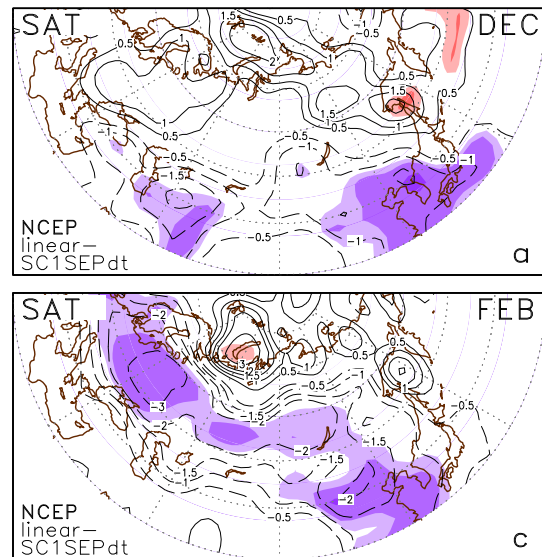


図2. 12月及び2月の地上気温(SAT)を先行する9月の北極海シベリア沿岸海氷域面積(SCI)に回帰させた分布図。9月のSCIが2標準偏差減少したときに予測される温度偏差。SCIのトレンドは事前に除去している。陰影は薄い方から差が90%、95%、99%で有意な領域。等値線は、 ± 0.5 、 ± 1 、 ± 1.5 、 ± 2 、 ± 3 、 ± 6 、 ± 9 ...を示す。

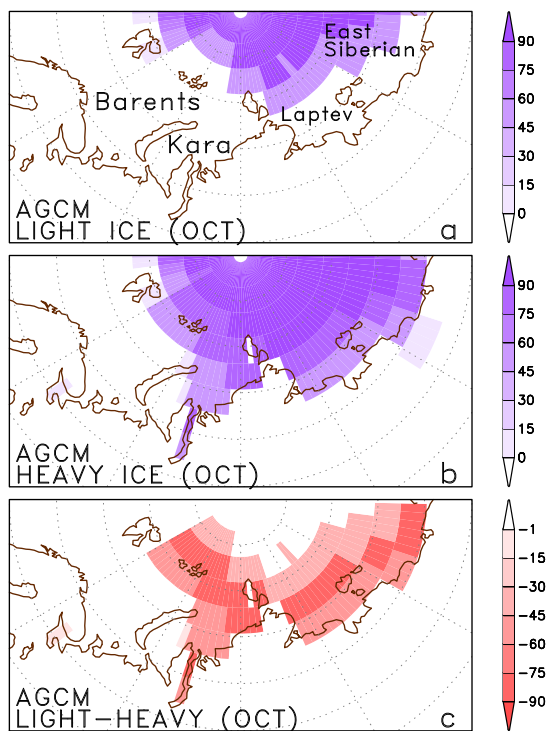


図3. 大気大循環モデル (AGCM) の北極海シベリア沿岸に境界条件として設定した (上) 少氷、(中) 多氷の海水氷接度の分布。(下)「少氷-多氷」の海水氷接度偏差。10月の例。

なみに11月~12月の対象海域はバレンツ海付近を除きほぼ氷接度90%以上の海水に覆われているため、実質的に9月~10月の海水域の違いを反映するものとみなしてよい。同じ大気の初期条件より「多氷」、「少氷」それぞれの境界条件で翌3月まで走らせる感度実験を、コントロールランの6年目~55年目の9月1日を初期値として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25メンバー(6-16, 27-40年目)を抽出し、「少氷ラン」と「多氷ラン」のアンサンブル平均の差の場に主に着目して解析を行なった。

図4は(a)12月、(b)2月の地上気温の「少氷ラン-多氷ラン」の偏差場である。これによると12月は日本を含む東アジアを中心に有意に低温、2月は欧州~中央アジア~東アジアにかけて有意な低温域が帯状に広がっており、データ解析の結果と比較すると多少の差はあるものの、極めて整合的な結果が得られている。モデル内では海水以外の条件は同一なので(厳密に言えば陸域の状態は初期値ごとに異なる)、シベリア沿岸の海水の多少による影響と見做してよい。

続いて12月の例を中心に応答のメカニズムを考える。12月の極東を中心とした低温は、11月に欧州北部のバレンツ・カラ海付近の海水偏差

に伴って励起されたユーラシア大陸北部の定常ロスビー波の伝播とストームトラックのフィードバックによって概ね説明される。図5aは250-hPa面の高度偏差(Z250)である。Z250ではバレンツ海上(70°N, 50°E)の高気圧性偏差から南東方向に定常ロスビー波が伝播し中央アジア(50°N, 100°E)の上空を中心に低気圧性偏差を形成している。対応するSLP偏差場(図5c)では、バレンツ海の北側(80°N, 30-50°E付近)で弱いながらも有意な低気圧性偏差、南側の大陸上で高気圧性偏差(60°N, 50-90°E中心)となっている。南東方向に波列伝播が見られることを考慮すると、下層と上層では位相がおおよそ90度西傾していることが分かる。これはバレンツ海付近で定常性ロスビー波が下層から励起されていることに対応する(図略)。図5dは海面での潜熱フラックスの偏差で、通常より海水が少ない状況でバレンツ海北部を中心に上向きフラックスが見られ(顕熱フラックスも同様、図略)、この乱流フラックス偏差を熱源として定常ロスビー波が励起されたと考えられる。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整合的である。バレンツ海付近で応答が顕著にみられる理由は、(1)11月頃はまだ上空にそこそこの西風が吹いている、(2)11月は海水の拡大期である、(3)気候平均でも寒気移流場で海面からの乱流

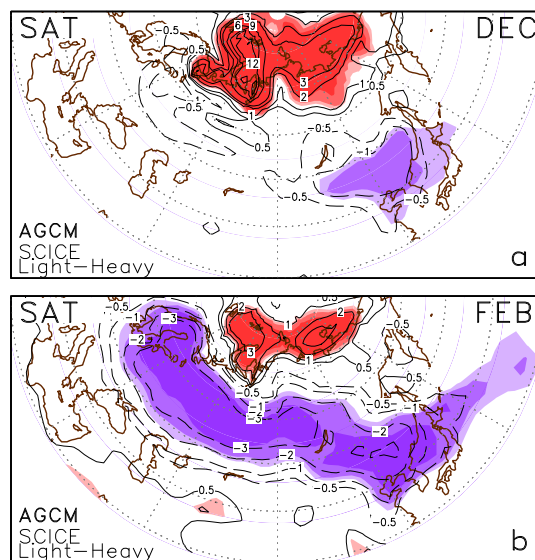


図4. AGCMを用いた数値実験による9-12月の北極海シベリア沿岸の海水の多少に伴う、(a)12月及び(b)2月の地上気温偏差(SAT: °C; 少氷ラン-多氷ラン)。陰影は薄い方から差が90%、95%、99%で有意な領域。等値線は、±0.5、±1、±2、±3、±6、±9...を示す。

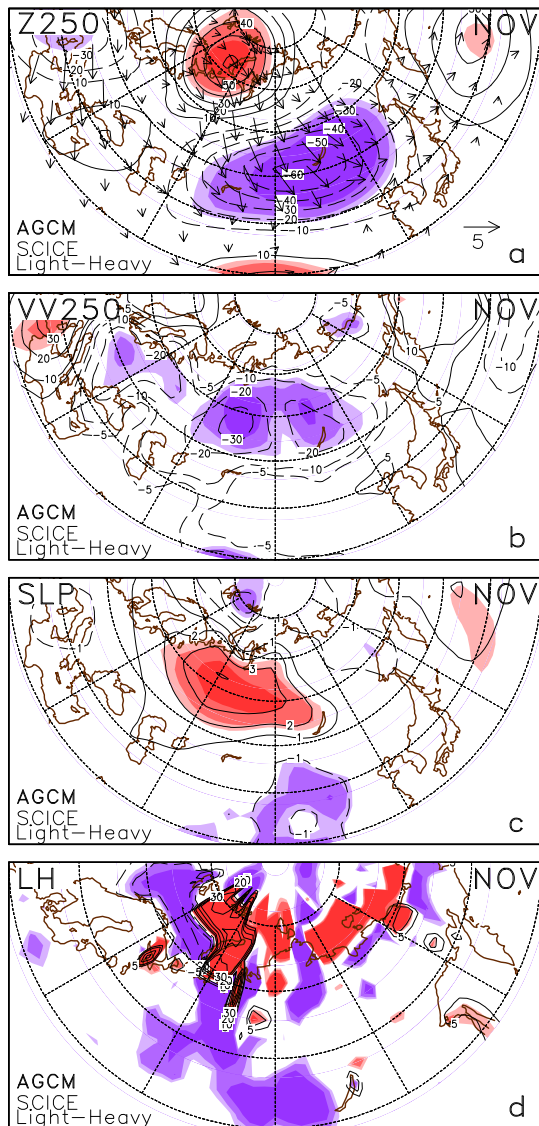


図5. 図4に同じ。但し11月の(a) 250-hPa面高度 (Z250: m)、(b) 250-hPa面の5日より短周期成分の南北風で評価されたストームトラック (vv250: m^2s^{-2})、(c) 海面気圧 (SLP: hPa)、(d) 潜熱フラックス (Wm^{-2}) の偏差。(a) の矢印は Takaya and Nakamura (2001) による定常ロスビー波の活動度フラックス。(b) のストームトラックの評価は本文参照のこと。

熱フラックスの絶対値が元々大きい、の3つと考えられる。

続いて11月に励起された定常ロスビー波が12月の極東の低温に及ぼす影響を考える。図5bは250-hPa面南北風の5日以下の短周期成分で評価したストームトラック活動の偏差 (vv250) である。波動の励起に伴って、11月はユーラシア大陸中央部の北緯60度帯でストームトラックの活動が弱まっており (図5b)、図5aから推察される東風偏差と対応している。このようなスト-

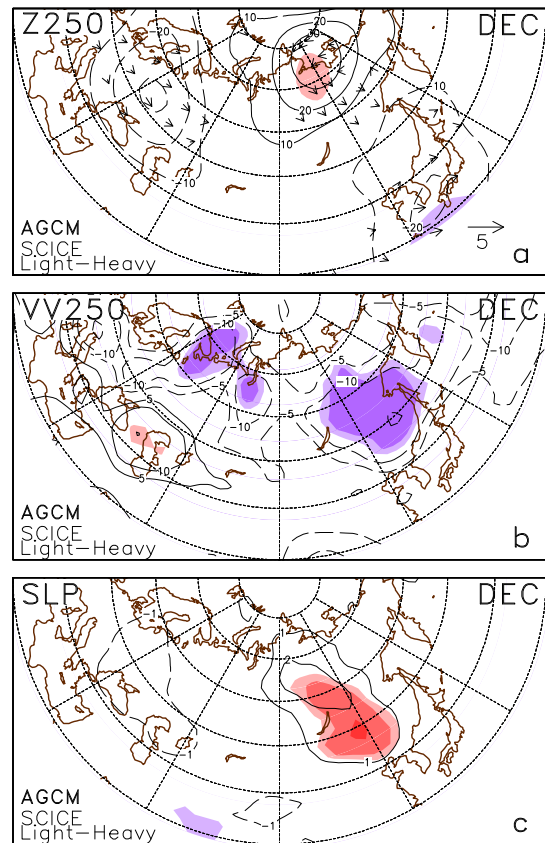


図6. 図5a-cに同じ。但し12月。

ムトラックの弱化は南北方向の渦度フラックスを通じて北側で高気圧性偏差、南側で低気圧性偏差を強めるような働き、つまり初期構造を維持するようなフィードバック効果がある (Lau and Nath 1991 など)。その後の時間発展をみると、ストームトラック活動の弱い領域は緩やかに東進し、12月には極東上空 ($50^{\circ}N, 130^{\circ}E$ 付近) に中心を移している (図6b)。上空では (図6a) 南側の日本上空では低気圧性偏差、北側のシベリア沿岸ラプテフ海付近に高気圧性偏差が存在し、全体として構造が東進して維持されている (緩やかな東進のメカニズムは現段階で不明)。地表ではバイカル湖の東側を中心に高気圧性偏差がみられる (図6c)。この下層高気圧は、北方に位置する上層高気圧性偏差 (図6a) に伴う下層の東風偏差が、下層の気候学的な気温勾配を横切するため寒気移流をもたらした結果形成されたものと考えられる (Takaya and Nakamura 2005)。これはシベリア高気圧の一部の発達に対応し、これに伴う北風偏差が日本を含む極東一帯に寒気をもたらすと考えられる (図4a)。

初冬の影響は海水偏差の直接的影響を反映しているようだが、2月のユーラシア大陸上の帯状

低温域形成 (図 4b) の要因はまだ十分に解明されていない。シベリア沿岸付近に発達した対流圏全層に及ぶ高気圧性偏差 (ブロッキング高気圧?) によるものと考えられるが、今後調べていく必要がある。夏季～秋季少氷時に続く冬は、海氷に覆われた後も北極海上は高温偏差が続き、またユーラシア大陸では積雪域が広がる傾向がある。モデルでも両者の傾向が見られており、陸海双方に何らかのメモリが残されているのかもしれない。

4. まとめと今後の課題

夏季～秋季の北極海シベリア沿岸の海氷面積が例年より少ないと、冬季のユーラシアは広く低温傾向になることが、データ解析によって明らかにされ、数値実験により再現された。初冬の極東域を中心とした低温が再現されている応答は、海氷の多少に伴う定常ロスビー波の励起とそれに続くストームトラックによるフィードバックとしておおそ理解される。晩冬にみられるユーラシア大陸広範囲の低温と先行する夏～秋の海氷の関係はまだほとんど分からない。ユーラシア大陸上の積雪分布の変動など陸域の要素がメモリ持続の何らかの鍵を握っていると考えられる。

尚、海氷による日本の冬の天候への影響については、温度偏差は 0.5～1 度程度で、2005 年 12 月のような寒さを十分説明するものではない。しかし予測因子としては有効である可能性はある。少氷年とラニーニャ年が重なった年は、初冬を中心に低温になる傾向が強く、2005 年 12 月もそうであった。北極の海氷域変動とエルニーニョ・ラニーニャはほぼ無相関なので、統計的には独立変数として予測式をたてることができる。2007 年も少氷とラニーニャが重なり、初冬の強い低温を予想したが、実際は北日本でやや低温となったに過ぎなかった。この原因説明も含め、更なる調査を進めたい。

謝辞

北極海シベリア沿岸海氷域面積データを作成して頂いた鴨志田隆氏 (海洋研究開発機構) に感謝申し上げます。

参考文献

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.

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.

Lau, N.-C., and M. J. Nath, 1991: Variability of the baroclinic and barotropic transient eddy forcing associated with monthly changes in the midlatitude storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2589-2613.

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.

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.

Takaya, K., and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.