

極域温暖化問題の概観

山内 恭^{1,2*}

General overview of polar warming issues

Takashi Yamanouchi^{1,2*}

(2015年12月25日受付: 2016年2月12日受理)

Abstract: Are the Arctic and Antarctic really warming now? This review was performed in order to answer this question. In the recent, the strongest warming occurred in the Arctic and Antarctic Peninsula under the global warming. Warming in the Arctic is more than twice the global average, and sea ice has rapidly reduced in summer. A contribution of each processes have been investigated to determine which play the largest role in this Arctic warming amplification. On the other hand, despite strong warming in the Antarctic Peninsula and West Antarctica, no meaningful warming has been seen in East Antarctica. What is the reason for this suppressed warming in East Antarctica? There has been some speculation that the ozone hole has been working as a suppressor of warming. Another effect of the Arctic warming is its influence on extreme weather in the mid-latitudes. Much current research is focused on the effect of Arctic warming on mid-latitude weather, with the aim of increasing our understanding of interaction between these regions.

要旨: 今、北極・南極は温暖化しているのだろうか？ この質問に答えられるように、解説を試みた。近年の地球温暖化の中で、強い温暖化の現れている地域は北極域と南極半島域である。北極域の温暖化は全球平均の2倍以上の温暖化で、北極海の夏の海水も著しく減少している。何がこの北極温暖化増幅をもたらしているのか、その原因を探った。一方、南極では、南極半島や西南極で温暖化が激しいのに対し、東南極では温暖化が顕著にはみえない。なぜ、温暖化が抑えられているのであろうか。オゾンホールが関係しているという説を述べる。さらに、北極温暖化の影響で、中緯度に寒冷化が起こる現象がみつけられ、様々な議論を呼んでいる。今後の研究が期待される。

キーワード: 北極, 南極, 温暖化, 温暖化増幅, 温暖化抑制

¹ 情報・システム研究機構国立極地研究所. National Institute of Polar Research, Research Organization of Information and Systems, Midori-cho 10-3, Tachikawa, Tokyo 190-8518.

² 総合研究大学院大学複合科学研究科極域科学専攻. Department of Polar Science, School of Multidisciplinary Sciences, SOKENDAI (The Graduate University for Advanced Studies), Midori-cho 10-3, Tachikawa, Tokyo 190-8518.

* E-mail: yamanou@nipr.ac.jp

1. はじめに

近年、「地球温暖化」がいわれるようになって久しい。これは、人為的活動に基づく大気中の二酸化炭素濃度増大により、20世紀になって地球全体の平均気温が上昇する現象がみられることを指しており、特に1970年以降のこの40年余はその温暖化が顕著になっている。このことに対して、実際には温暖化していないのだとか、温暖化の原因は人為起源の二酸化炭素増大ではなく、自然変動であるといった反対意見も聞かれるが、国連のもとでの気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の報告書（最新の第5次報告書は2013年に出されている；IPCC, 2013）でもうたわれているとおり、温暖化論は多くの気象学・気候学者の大勢の意見である（日本気象学会地球環境問題委員会, 2014）。

それでは、南極、北極では「地球温暖化」はどうなっているのだろうか。南極大陸は、そのほとんどが広大な南極氷床におおわれており、平均標高は2000mの氷の塊である。その氷の量は、世界中の淡水の70%以上を占め、氷が全部融けると、世界の海面を60m弱上昇させることになるといわれている。一方、北極域は、中心部分は海で、海水が凍った海氷がおおっている。海を取り巻いて大陸が広がり、南極とはまったく異なった海陸分布をなしている。北極のグリーンランドは、南極ほど大きくないが氷床におおわれており、最高地点は3000mを超える標高となっている。このように、両極地は氷におおわれていることで、太陽からの日射を反射し、温まりにくくすることで地球全体の気候に重要な働きをなしているとともに、地球全体の変化が非常に顕著に現れる場所であるといわれている。それでは現実に南極、北極では、温暖化はどのように現れているのだろうか。実は、地球全体が温暖化しているといっても、全体が一様に温暖化しているわけではない。20世紀後半の世界全体の地上気温の上昇傾向を調べると、気温の上昇の最も顕著な場所は世界中で3箇所あり、それはシベリア、アラスカからカナダ北西部、そして南極半島域と、いずれも極域であることがわかった。しかし、同じ極域でも、グリーンランド周辺や、南極大陸中心部分にはむしろ地上気温は低下しているところもある。あらためて整理してみよう。

2. 北極温暖化増幅

最近の北極域での最大の話題は海水の急減である。北極海は通年氷でおおわれ、冬にはグリーンランド海、バレンツ海、ベーリング海からオホーツク海まで拡大し、夏には狭義の北極海の内部のみが海氷におおわれるという状態が常であった。ところが、ここ最近、もともと海水域が縮小する夏の海水が著しく減少するようになった。2007年の夏に著しく減った海氷が、さらに2012年9月、これまでで最大規模の減少を示した（図1）。地球温暖化に伴い海水域面積が縮小するであろうことは、気候モデル（地球全体の気候や海洋を物理法則に従って計算する数値モデル）により予測はされていたが、2000年代に入っての現実の海水減少の速度は、それをはるかに上回っている。単なる人間活動に基づく温室効果気体増加に

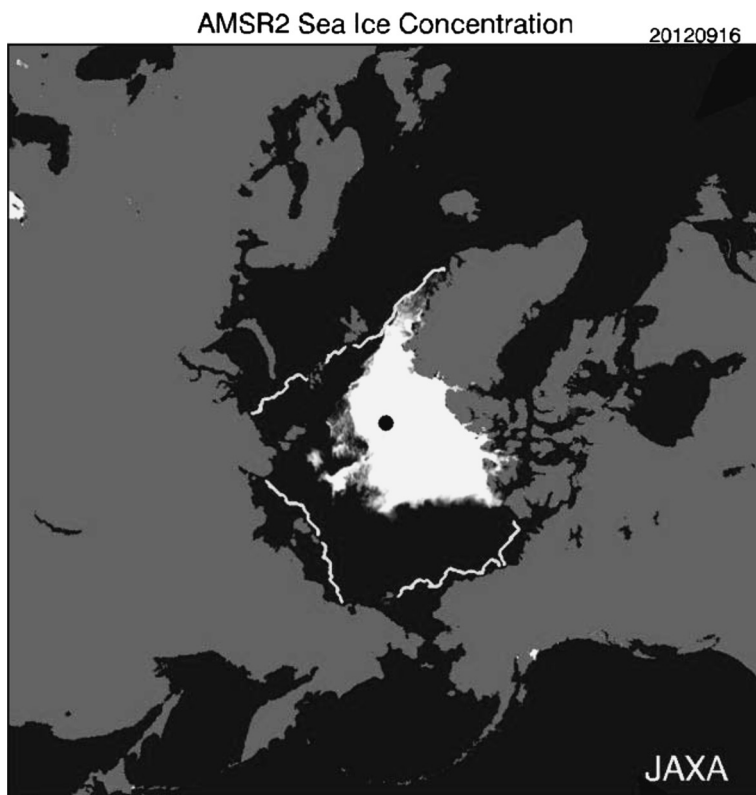


図 1 人工衛星（マイクロ波放射計 AMSR2）からみた北極海水域の広がり，最大規模に縮小した 2012 年 9 月の分布（白いところ），1980 年代（白線で囲まれた範囲）の約半分になっている（北極域データアーカイブ（ADS），極域環境監視モニター（<https://ads.nipr.ac.jp/vishop/vishop-monitor.html>）より /JAXA）。北極点付近の白い氷の中の黒丸は衛星センサーがカバーできないところ，欠測。

Fig. 1. Arctic sea ice extent in September 2012 (white area) showing the annual minimum and the mean extent in the 1980s (area surrounded by the white line) observed from satellite (AMSR2 microwave radiometer, from ADS/JAXA).

よる温暖化だけでは説明し難くなっている。海や大気を通しての低緯度からの熱の流入，北極海の海洋循環の速まり，そして雲や大気循環による影響など，様々議論されているが，いまだ何が最大の要因かは明らかになっていない。種々の要因が折り重なった結果ではないかという見方もある。いずれにしても，この影響は，熱や水蒸気のやり取りから，生物活動，二酸化炭素の海洋への取り込みのほか，北極航路を船舶が通過することを容易ならしめたり，北極海底資源探査の可能性を引き起こすなど，計り知れないものがある（ひいては，国際的緊張を高める結果にもなり得る）。

北極の地上気温変動を示したものが図 2 である（Shindell and Faluvegi, 2009）。地球全体が，この 100 年余，わずかに温暖化しているとともに，北極の地上気温は大きく振れながら上昇している。さらに，ここ 40 年，北極は特に激しい温暖化のもとにあったことがわかる。地

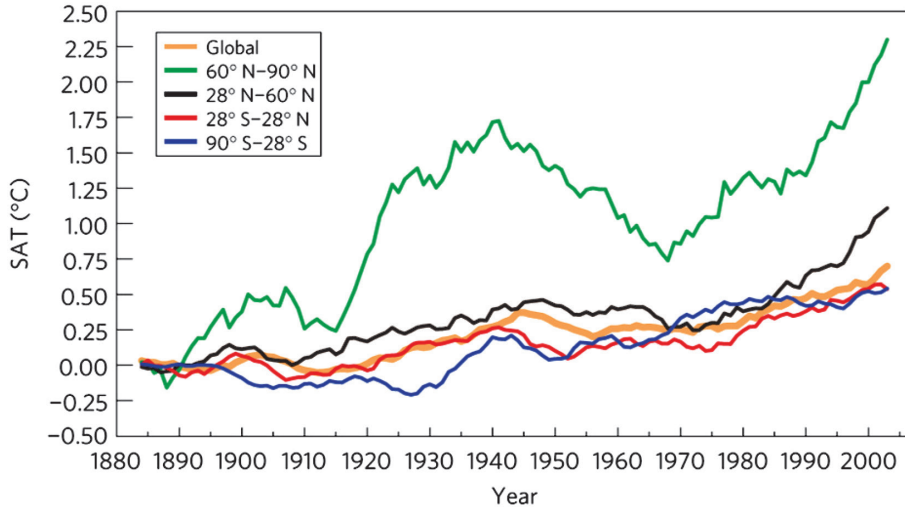


図 2 1890 年以来的観測された地上気温偏差 (1880-1890 年を基準), 緯度帯ごとの 9 年間移動平均。橙色が全球平均, 緑色が北極域 (Shindell and Faluvegi, 2009)。

Fig. 2. Area-weighted mean observed surface temperatures over the indicated latitude bands. The values are nine-year running means relative to the 1880-1890 mean (Shindell and Faluvegi, 2009).

球全体平均の気温上昇より, 北極域では気温上昇が 2-3 倍に増幅されており, このことを「温暖化増幅」と呼んでいる。この増幅作用は北極域の雪氷圏の存在に基づく氷-アルベド・フィードバック (氷が減ると日射の吸収が多くなり, 温まりさらに氷が融ける……という正の循環作用) などによるとされているが, その詳細については, まさに, グリーン・ネットワーク・オブ・エクセレンス事業 (GRENE) 北極気候変動研究プロジェクト*の中心課題として研究が進められたところである。

その一つ, Yoshimori *et al.* (2014) による気候モデルを使った北極温暖化増幅のメカニズムに関する研究を紹介しよう。図 3 は, ある気候モデル (MIROC5) において, 年 1% の割合で二酸化炭素を増加させた実験で二酸化炭素濃度が約 2 倍になった頃の各物理プロセスの北極温暖化増幅への寄与を示している。縦軸は次に定義する北極温暖化増幅指標 (AAI_j) である。すなわち, 全球 (90°S-90°N) 平均の昇温に比べ, 北極 (70°N-90°N) の昇温が何倍優っているかを示している。0 ならば, 増幅されていないということになる。

$$AAI_j = (\Delta T_j^{70N-90N} - \Delta T_j^{90S-90N}) / \Delta T_0^{90S-90N}. \quad (1)$$

ここで, 上付き添字は平均をとった領域を表し, 指標は下付き添字 0 で表されるシミュレー

* 2011-2015 年度に実施された, 分野融合, 観測 - モデル連携によるオールジャパンの北極気候変動研究プロジェクト (<http://www.nipr.ac.jp/grene/>). 国立極地研究所が代表機関, 海洋研究開発機構が参画機関をつとめた文部科学省事業

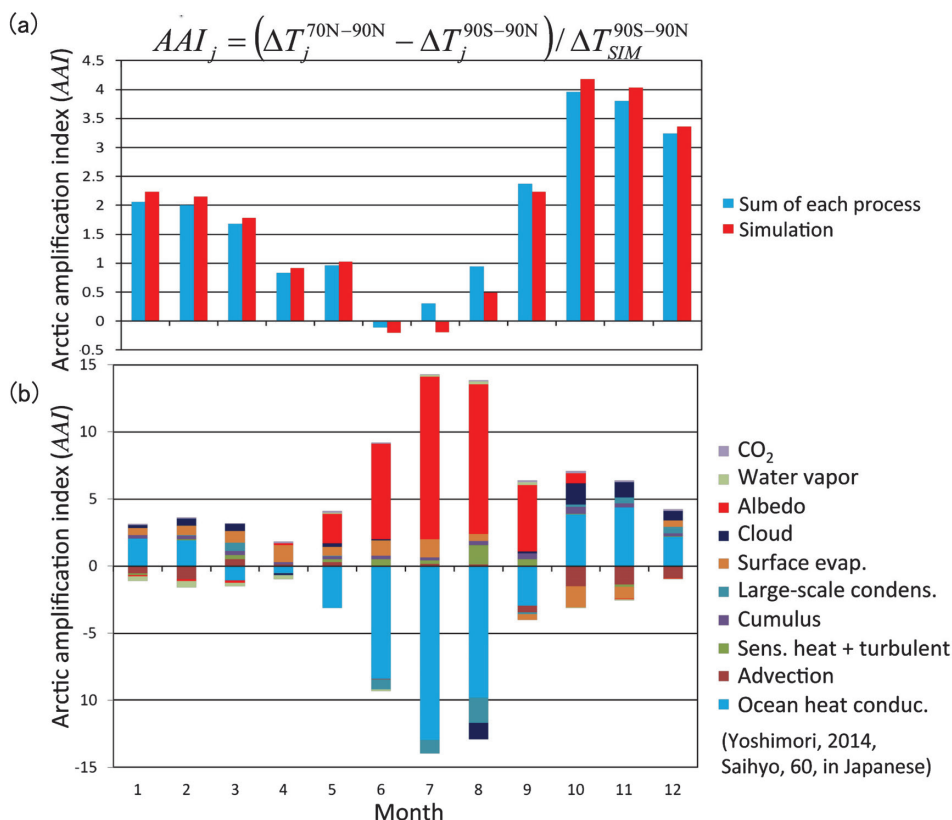


図 3 北極温暖化増幅プロセスの季節性. 北極温暖化増幅指標について, (a) 各プロセスの合計およびシミュレートされた気温変動によるもの, (b) プロセスごとによる気温変動によるもの. 「海洋熱吸収」は, 厳密には雪氷融解に消費された熱や大気の季節的な貯熱も含む (Yoshimori *et al.* (2014) をもとに作成した吉森 (2014) より).

Fig. 3. Seasonality of Arctic warming amplification. Arctic amplification index for (a) sum of partial surface temperature changes diagnosed (ALL) and simulated temperature changes (SIM), (b) partial surface temperature changes for each processes (Yoshimori (2014) in Japanese made from Yoshimori *et al.* (2014)).

シミュレーション結果に対する j 番目のプロセスの寄与を表す. 図 3 (a) から, 図 3 (b) に診断される各プロセスの寄与の合計がシミュレーション結果をおおむね再現することがわかる. また, 図 3 (b) から, 昇温の小さな 6-8 月に氷 - アルベード・フィードバックを介して海洋に吸収された熱が昇温の大きな 10-12 月にかけて放出され, さらに雲のフィードバックの助けを借りて, 全球平均よりも大きな北極域の温暖化が維持されていることがわかる (吉森, 2014). 氷 - アルベード・フィードバックの大きい夏に (日射が大きいことが効いている) 実は温暖化は大きくはならず, 秋から冬にかけて, その効果が遅れて現れるという仕組みが明瞭にされた. また, 雲の影響は, まだまだわかっていない問題で, 観測 (Wang and Key, 2005 等) やモデル (Abe *et al.*, 2015 等) による研究が続けられ, プロジェクトの中でも, 高

精度の雲レーダーをスバルバル・ニーオルスン観測拠点に設置して観測を続けてきている。雲の影響は気候変動の議論の中でも不確実性の高い問題である。以上は、GRENE 北極気候変動研究プロジェクトの代表的な成果である。

さて、先の図2をよくみると、20世紀前半、1920年から40年にかけても温度上昇が目立っている。最近40年の昇温とほぼ匹敵する温暖化が現れている。逆に1940年から1960年代にかけては寒冷化がみられる。この1940年の温暖化のピークは、地球全体平均にも現れており、この全球平均の変化は気候モデルによっても説明されている。すなわち、太陽活動の変化に基づく日射量の変化および火山活動の沈静化による成層圏エアロゾル（大気浮遊微粒子）の減少によって説明された（Nozawa *et al.*, 2005）。しかし、実はこの昇温は高緯度北極域に著しく強く現れ、低緯度にはほとんど現れていないことがわかった（これらを平均するため地球全体平均にも出る）。すると、先の理由では高緯度に極限される説明がつかない。今のところ、大気のもつ特有な時間スケールによる内部変動、すなわち、自然変動によるものの解釈が大勢ではあるが、北極温暖化議論をめぐる大きな未解決課題となっている（Yamanouchi, 2011 ほか）。このような自然変動があるならば、最近の温暖化の中にもその成分が含まれているはずで、それがどのくらいの比率なのか、人為起源温暖化との割合はどのようなのか、まだまだ議論は尽きない（田中, 2014）。

3. 東南極温暖化抑制

それでは南極は温暖化しているのだろうか。南極大陸の中で、大きく飛び出て南米に近づいている南極半島域は全地球レベルで温暖化の大きい地域になっているということはすでに記した。図4に南極各基地での観測開始以来の温度変化トレンドを記してある（Turner *et al.*, 2007）。南極半島域の基地では、年平均でも季節ごとにみても温暖化が明瞭である。その一つであるファラデー基地では、図5に示したように50年で2.5-3℃の昇温となっている。しかし、それ以外の地域、特に大陸本体の「東南極」では有意な温暖化はみられない。図6には昭和基地でのこの50年の気温変化を記したが、年々の変動が大きいのに比べ有意な温暖化はみられない（Yamanouchi and Shudou, 2007 に加筆）。図6 (a) は年平均で、傾きは0.002℃/年、(b) の夏冬1カ月ごとにみると、夏はほとんど変化がないのに比べ(0.002℃/年)、冬は有意とはいえないが若干上昇傾向にある(0.013℃/年)。内陸の南極点基地ではむしろ寒冷化がみられるほどである（図4）。東南極沿岸では、海氷の広がりも縮小はしておらず、むしろ面積は増加しているとの報告（Comiso and Nishio, 2008; Turner *et al.*, 2015）と整合的である。このように、南極本体部分、東南極の地上では温暖化は明瞭ではないのである。

では、上空ではどうなっているのだろうか。昭和基地における高層気象観測の結果から、30年間の気温の鉛直分布の変化をみたものが図7である。四つの季節ごとに月平均をみたものだが、1月をのぞき、対流圏中層でわずかな気温上昇があるのに対し、200-300 hPa 付

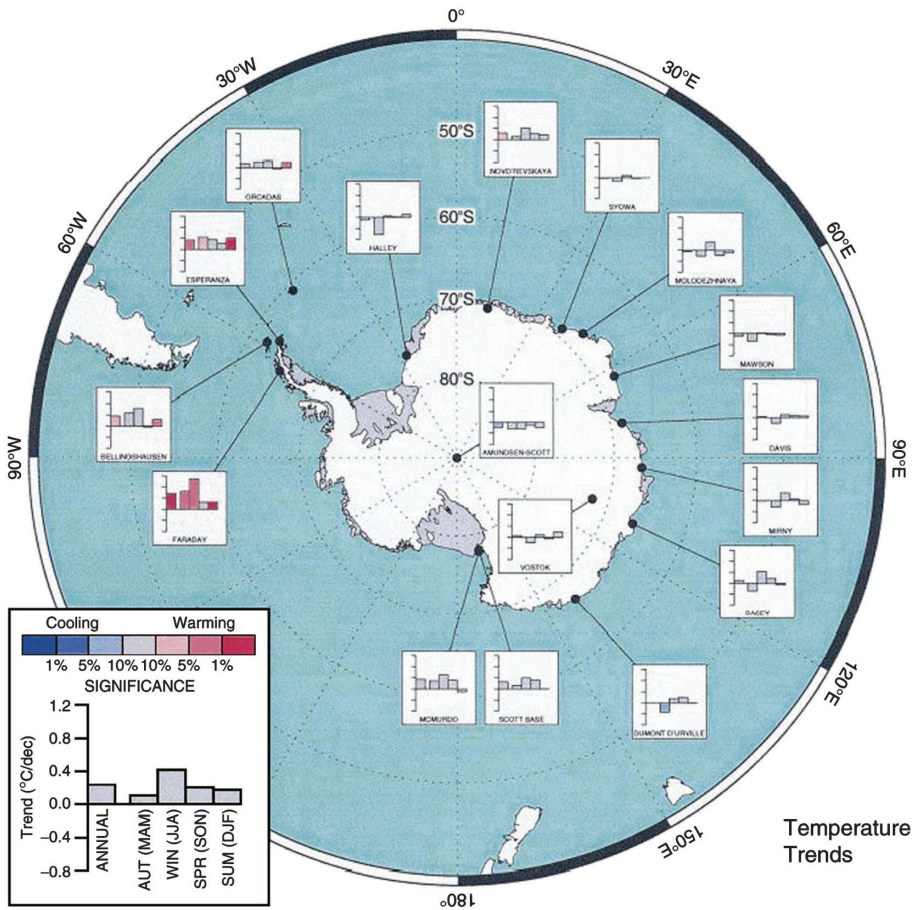


図 4 長年の記録のある南極各基地での気温変化傾向，年平均と季節ごと (Turner *et al.*, 2007)．南極半島域は著しい温暖化，東南極は温暖化していない．内陸はむしろ寒冷化．

Fig. 4. Annual and seasonal temperature trends at Antarctic stations with long records. The trends are computed for the full length of the records (Turner *et al.*, 2007).

近にある圏界面より上の成層圏では、特に10月に著しい寒冷化がみられる (Screen and Simmonds, 2012; Turner *et al.*, 2006 など比較参照)．これは従来からいわれてきたとおり、温室効果気体増加により地上や対流圏は温室効果が増大して温暖化するのに対し、温室効果とはならない成層圏は二酸化炭素増加による赤外放射の射出が増えるために冷却するという原則が実現したものである．低温化することによりオゾン破壊を促進し、オゾンホール拡大にも貢献するというが、この結果からは、むしろオゾンホールが発達し成層圏オゾンが減少したために、特に春先に成層圏の冷却が進展したとみることができる．

さて、オゾンホールが気温に関係し、二酸化炭素などの温室効果気体の増加によってオゾンホールはさらに拡大する可能性があることを述べた．一方、オゾンが減ると成層圏での紫

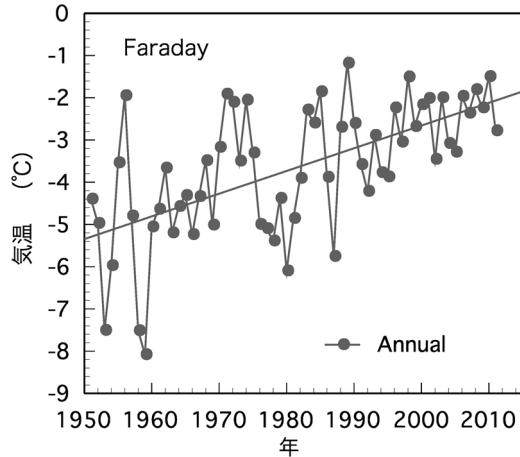


図 5 ファラデー基地の年平均気温変化 (REFERENCE Antarctic Data for Environmental Research: READER (<https://legacy.bas.ac.uk/met/READER/>) データより)。

Fig. 5. Annual mean temperature trend at Faraday Station (made from READER data).

外線吸収が減り、さらに成層圏気温は低下する。すなわち、成層圏気温とオゾン量との間には正のフィードバックが働くのである。ところで、なぜ南極の上空にオゾンホールができるかの説明としては、強い西風の輪、極渦の存在がある。極渦のために低緯度からの熱輸送がさえぎられ南極上空の大気が孤立し低温になる。そのため成層圏の物質が凝固・凝結して雲ができ、人為起源で発生し蓄積したフロンから生成された物質（硝酸塩素 = ClONO_2 や塩化水素 = HCl など）から塩素分子を取り出す不均一反応が促進され、春先の日射により塩素分子が分解されオゾン破壊をもたらす。と同時に極渦の存在でオゾンの供給もなくなるため、著しいオゾンの欠損、オゾンホールが作られるとされてきた (Solomon, 1999)。

ところが、実はこのオゾンホールが地上気温の動向にも関係しているという説が出てきた。図7でみたように、オゾンホールが発達しているために冷却が進み、極と低緯度側の温度差が拡大し、極渦がさらに強くなる。これが下方に伝搬し、対流圏の循環、対流圏下層の大気循環をも支配し、南半球環状モード (Southern Hemisphere Annular Mode: SAM; 南極振動 Antarctic Oscillation: AAO) ともいう。南極と低緯度側との気圧差を指標として、南極側が低圧になる方向を SAM が + としている) が強まり、西風が強化され、下層も極渦状態になって低緯度からの熱流入を妨げ南極の温暖化を抑えているというものである (Thompson and Solomon, 2002; 図8および9)。以後、多くの論文がこの問題を論じている。南極沿岸基地である昭和基地でもこの50年でみると風速が強まっていることと整合している (Sato and Hirasawa, 2007; Yamanouchi and Shudou, 2007)。そうすると、今後数十年のうちには期待されているオゾンホールの回復が起こり (WMO, 2011; 2014)、極渦は弱まり、低緯度からの熱輸送が活発になり、南極の温暖化も促進されてしまうことになる (Son *et al.*, 2008)。地

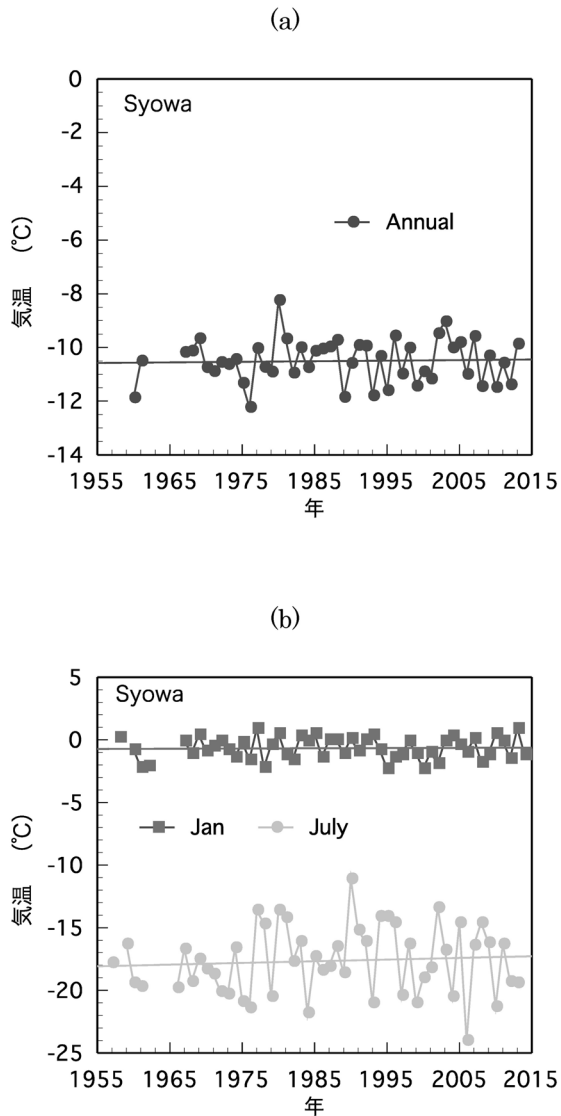


図 6 昭和基地の (a) 年平均気温変化 (Yamanouchi and Shudou, 2007 に追加), (b) 夏 (1 月) と冬 (7 月) の月平均気温変化 (気象庁 (JMA), 南極気象資料 Vol. 54 (<http://www.data.jma.go.jp/antarctic/datareport/index.html>) より).

Fig. 6. (a) Annual mean temperature trend (modified from Yamanouchi and Shudou, 2007) and (b) monthly mean temperature trend for summer (January) and winter (July), at Syowa Station (from JMA data).

球環境の大きな課題の二つである温暖化とオゾンホールが実は関連しているという、驚くべき話である！

しかし、これですべて説明されきったわけではない。SAM のトレンド、すなわち西風循環の強化はオゾンホールが発達する 1980 年代より少なくとも 10 年以上前から起こっており、

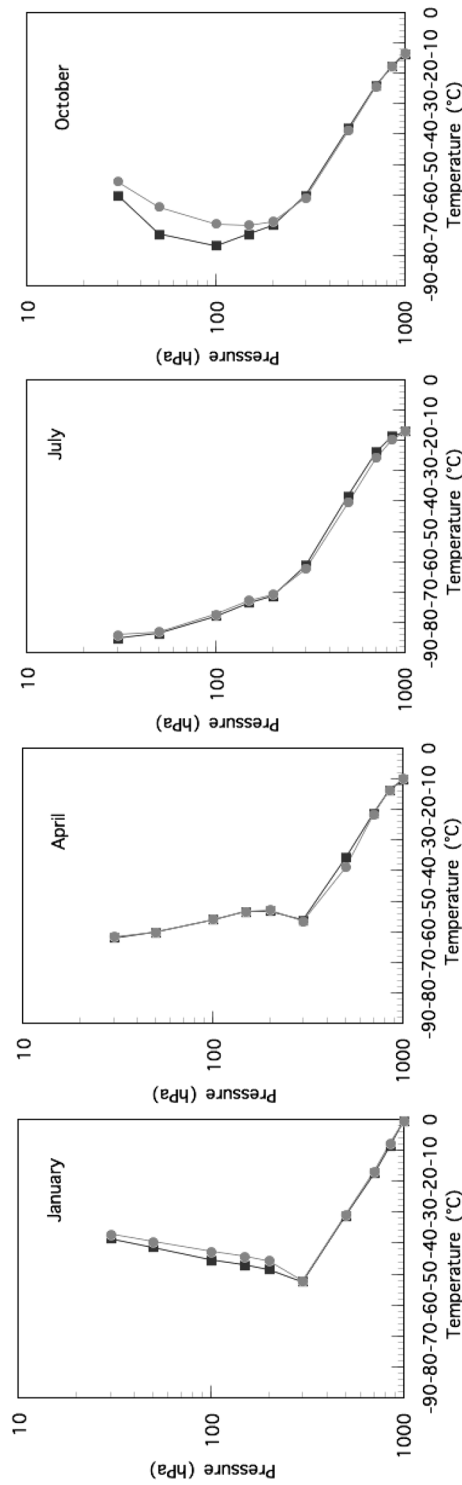


図 7 昭和基地の気温鉛直分布, 30 年間の変化, 1980 年 (●) と 2010 年 (■), 各季節ごとの比較. 対流圏のわずかな温暖化 (1 月を除く) と成層圏の大きな寒冷化 (特に 10 月) がみえる (気象庁 (JMA), 南極気象資料 Vol. 54 (<http://www.data.jma.go.jp/antartic/data/report/index.html>) より).

Fig. 7. 30 year changes of temperature profiles between 1980 and 2010 in four seasons (January, April, July and October) at Syowa Station (from JMA data). A slight warming is observed in the troposphere (except January) and a large cooling is seen in the stratosphere (especially in October; from JMA data).

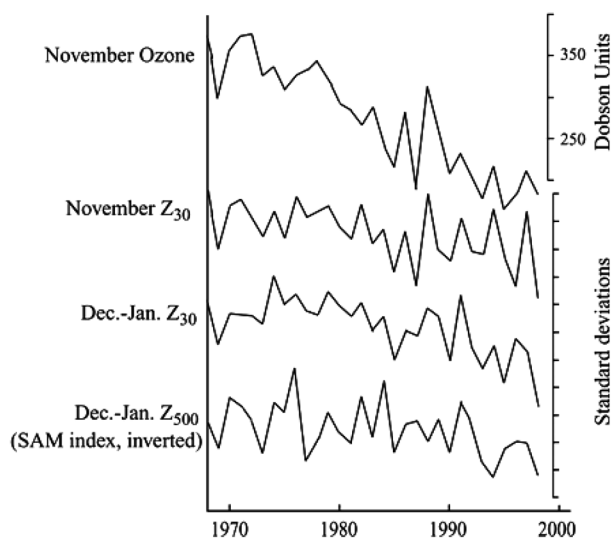


図 8 上から 11 月のオゾン量，気圧高度場（30 hPa 高度，11 月と 12-1 月），南半球環状モード（南極振動）指数（正負逆向き）の 30 年間の変化（Thompson and Solomon, 2002）。

Fig. 8. Time series of total column ozone at Halley station and geopotential height anomalies averaged over the radiosonde stations for levels and seasons indicated. Negative values denote low values of total column ozone and geopotential height over the pole, and vice versa. Total column ozone is given in Dobson units, and geopotential height is given in SD. In November Z_{30} , 1 SD corresponds to roughly 250 m; in December–January Z_{30} , roughly 100 m; and in December–January Z_{500} , roughly 40 m. The Z_{500} index can be viewed as an inverted index of the SAM (Thompson and Solomon, 2002).

自然変動と人為変動が組み合わさって初めてこの変化が起こっているのだという説が出されている（Marshall *et al.*, 2004）。東南極の温暖化抑制は，オゾンホールだけが原因とは言い切れない可能性が残っている。しかし，最近の評価では，成層圏オゾン量の減少は 1960 年代から始まっていたという説も出てきており（WMO, 2011），そうだとすると必ずしもこの指摘は当たらないことになる。また，一方，南極半島だけでなく，南極のかんりの地域の温暖化が進んでいるとの説も出てきた（青木, 2014）。これは，もともと観測点の少ない（ない）南極大陸内をどう扱うかによって結果が変わってしまう問題である。西南極のバード基地における断片的な観測データを統計的に処理し長期変動を求めた結果，2010 年までの約 50 年で $2.4 \pm 1.2^\circ\text{C}$ の上昇が得られ，上記，図 5 のファラデー基地の結果に匹敵することがわかった（Bromwich *et al.*, 2012）。さらに，Steig *et al.* (2009) によれば，西南極で強い温暖化がみられるほか，東南極でもいくぶん温暖化の傾向があると示されている。いずれにしろ，未解明の課題が多く，今後の研究に期待するところである。

4. 北極温暖化の中緯度気象への影響

温暖化の世界の中で，寒冷化が起こることもある。北極域の変化が，中緯度にある日本や

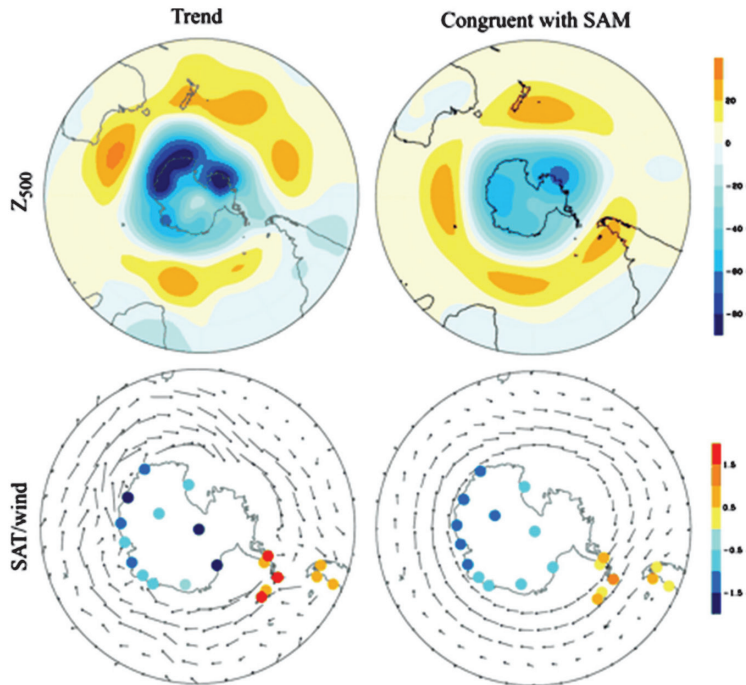


図 9 12-5月の変化傾向(左)とSAMの変化傾向への寄与(右). 1979-2000年の22年間の500 hPa高度場変化傾向(上), 1969-2000年の32年間の地上気温と1979-2000年の22年間の925 hPa高度の風の変化傾向(下). 最長の矢印=風ベクトルは~4 m/sに対応する(Thompson and Solomon, 2002).

Fig. 9. December-May trends (left) and the contribution of the SAM to the trends (right). Top, 22 year (1979-2000) linear trends in 500 hPa geopotential height. Bottom: 32 year (1969-2000) linear trends in surface temperature and 22 year (1979-2000) linear trends in 925 hPa winds. Shading is drawn at 10 m per 30 years for 500 hPa height and at increments of 0.5 K per 30 years for surface temperature. The longest vector corresponds to ~4 m/s (Thompson and Solomon, 2002).

アメリカにも影響を及ぼしているのではないかとわれている。気象データ解析や気候モデルの研究から、夏の終わりから秋にかけて海水が減少したことが大気を通じて北極海や周辺のアラスカ、シベリア沿岸それにオホーツク海などを温めるが、中緯度のアメリカ東海岸、西ヨーロッパ、ユーラシア大陸東部から日本まで冬には寒冷化させることがあることがわかり、その仕組みが調べられている。海水が開くことにより、海からの熱が大気を温め、上空の空気の流れの場、大気循環を変え、北極をめぐる大気の環状の流れは弱まって(前章と対比するように、北半球環状モードNAM, 北極振動AOが負の位相になったという)ジェット気流の蛇行が大きくなり、シベリア高気圧が発達し、南の温かい空気が北極に流れ込んで温暖化を促進するとともに、北極側の冷たい空気が中緯度に流れ込んで寒冷化が進んだと説明されている。我が国の研究者も早くからこの現象を捉えており、Honda *et al.* (2009), Inoue *et al.* (2012) などの論文で日本への影響が論じられている(図10)。図10は、海水が少ない年と多い年での違いを示しており、(a)の海面気圧ではシベリアの北に高気圧性の偏

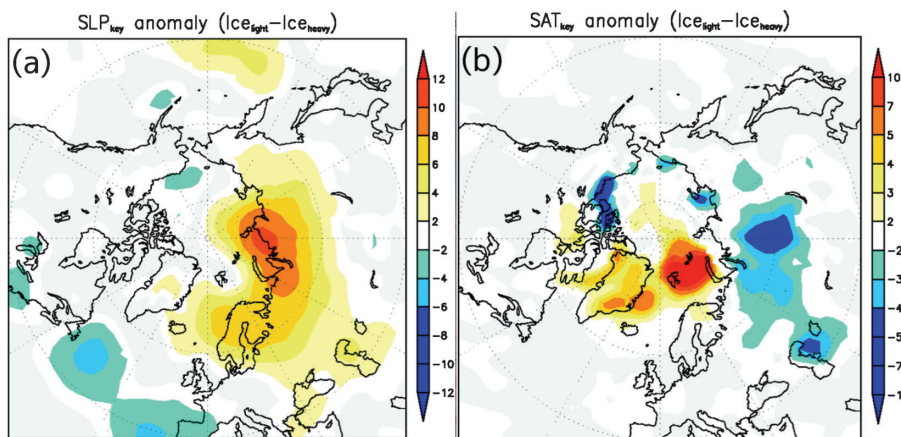


図 10 北極温暖化 - 海水減少 (Barents 海) - 冬の東ユーラシア寒冷化を示す。海水が少ない年と多い年の海面気圧の差 (左) と地上気温の差 (右)。グレーの影は信頼度 99% 以下の領域 (Inoue *et al.*, 2012)。

Fig. 10. Difference maps of (a) SLP (hPa) and (b) SAT (K) between light and heavy ice years. These values were obtained by subtracting the composite response for averaged heavy ice case events from those for averaged light ice case events. Gray shading indicates areas with less than a 99% confidence level based on Student's *t* test (Inoue *et al.*, 2012).

差が現れ、(b) の地上気温ではバレンツ海に高温偏差が、シベリアに低温偏差が現れている。

アメリカ東海岸への影響について論じた Francis and Vavrus (2012) では、北極温暖化の中緯度リンクについて、その根拠が弱く、自然変動と見分けがつかないのではないかという批判が起こり、その後まとめられたこの議論のレビューでも、問題が指摘され続けてきた (Vihma, 2014; Walsh, 2014; Cohen *et al.*, 2014 (わかりやすいポンチ絵が示されている, 図 11); NAS, 2014; Overland *et al.*, 2015)。2013 年には、全米から 60 人近い研究者を集めて、このテーマでワークショップが開かれ、北極温暖化の中緯度リンクについて、自然変動に比べてどれだけ有意な寄与があるかを示せるか否かの議論が行われた。その結果をまとめたものが、先の NAS (2014) の 80 頁を超えるレビューである。そういう議論の流れを意識して Mori *et al.* (2014) が著され、自然変動を超えた確固とした信号があることが示された。また、GRENE 北極気候変動研究プロジェクトでも重要な課題として取り上げられ、Nakamura *et al.* (2015) による論文がその成果として出された。図 12 に、北半球気温の海水が開いた場合とそうでない時との 850 hPa 高度の気温偏差を示している。(a) は気温偏差の地域性を示したもので、ユーラシア大陸から日本、ヨーロッパ、そしてアメリカ東海岸に寒冷化がみられる。(b) は緯度平均の気温偏差を示したもので、極側の温暖化と中緯度 40–50° 帯での寒冷化がみえる。ここではさらに、上空の成層圏を通じたプロセスも働き、海水減少の影響で、対流圏の波動が強まり、その影響が成層圏に伝わり、成層圏の強い西風、極渦を弱め、それが再び下方に伝わり、北極の対流圏、地上を温めるのに寄与しているということである (図

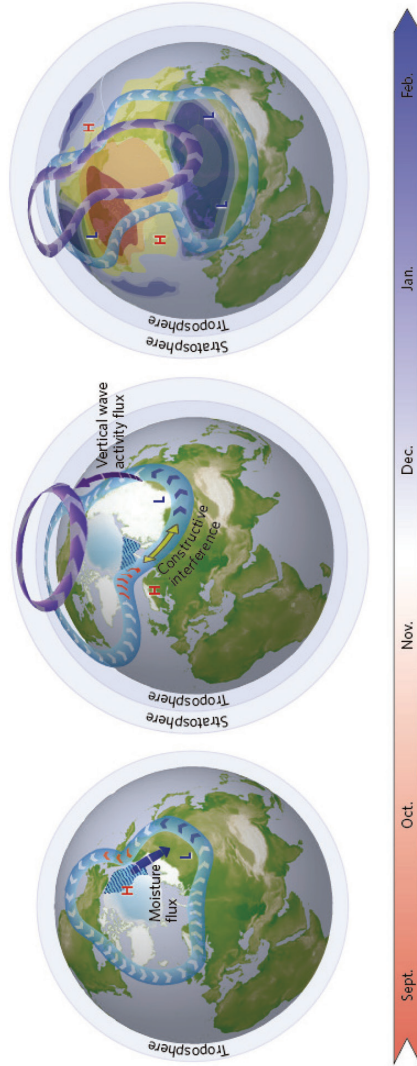


図 11 海水減少と積雪増加の気候影響。季節進行 (Cohen *et al.*, 2014)。夏の終わりから冬の初めの北極域での海水の減少が秋のユーラシアの積雪域の広がりとともに、冬の AO/NAO の負の位相を引き起こす。雪は白色で、海水は青みがかった白、海水は青い波で融け、高度場は高いところが H で、低いところが L で示され、赤色は異常に温かい、青色は異常に寒い領域を表す。対流圏のジェット気流は矢印のついた薄青、成層圏のジェットのいないし極渦は紫で表され、右の半球では、負の AO に伴う気温偏差が冷たいところが青、温かいところが茶色で表されている。1) ストームトラックスの偏倚、2) ジェットストリームの変化、3) 対流圏循環の変化によるプラネタリー波の変形→対流圏から成層圏への波の伝搬、成層圏極渦 (西風) 弱化、成層圏温暖化、暫時対流圏に伝わり、AO 負のパターンが出現することが示されている (Cohen *et al.*, 2014)。

Fig. 11. Synthesis of proposed cryospheric forcings. The schematic highlights a proposed way in which Arctic sea ice loss in late summer through early winter may work in concert with extensive Eurasian snow cover in the autumn to force the negative phase of the NAO/AO in winter. Snow is shown in white, sea ice in white tinged with blue, sea ice melt with blue waves, high and low geopotential heights with red 'H' (red represents anomalous warmth) and blue 'L' (blue represents anomalous cold) respectively, tropospheric jet stream in light blue with arrows, and stratospheric jet or polar vortex shown in purple with arrows. On the right globe, cold (warm) surface temperature anomalies associated with the negative phase of the winter NAO/AO are shown in blue (brown) (Cohen *et al.*, 2014).

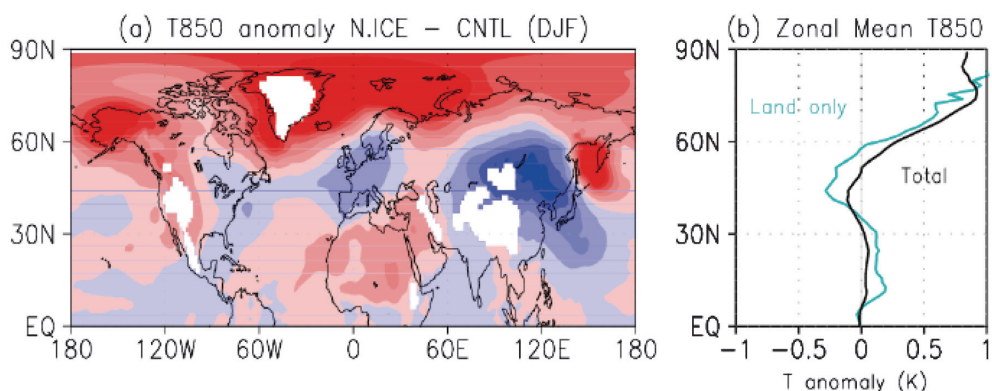


図 12 海水が減少したことによる、中緯度気候への影響。(a) 850hPa 高度の 12-1-2 月平均気温偏差水平分布で、北極域の強い温暖化と、中緯度、特にアメリカ東部、西ヨーロッパ、ユーラシア大陸東部から日本に寒冷化しているところが現れている。(b) その気温偏差の緯度平均で、陸上のみ (Land only) と全域 (Total) が示されており、極側の著しい温暖化と中緯度 40-50° 帯での寒冷化がみえる (Nakamura *et al.*, 2015)。

Fig. 12. (a) DJF mean temperature anomalies at 850 hPa of N.ICE against CNTL. (b) Zonal mean temperature anomalies. Black and light blue lines indicate the global mean and land-only mean, respectively (Nakamura *et al.*, 2015).

11 参照)。極渦が弱められたことにより、対流圏の循環も NAM, AO の負の状態が強まり、ジェット気流は蛇行し、気圧場の東進を抑えるブロッキング高気圧も発達し、低温・暴風雪が続いたと考えられている。このように、成層圏の果たす役割も大きく、モデル研究を行うにも、大気上端高度の高い、成層圏をきちんと表現したモデルを使わないと、十分な現象の把握が行えないと指摘されている (Nakamura *et al.*, 2015)。

地球温暖化により、本来は寒冷化するはずの成層圏が (Screen *et al.*, 2013)、このように温暖化しているのは、単に過渡現象なのではないかとの説が唱えられた。現状の海水減少の程度では成層圏が温められるが、さらに海水減少が進むとあって成層圏は寒冷化に戻るはずだと Peoukhov and Semenov (2010) は示している (図 13)。すなわち、海水密接度を 100 から 80% にしたとき、80 から 40% にしたとき、40 から 1% にしたときの地上気温や大気循環場の応答を調べ、ちょうど中間である 80 から 40% にした時に、北極の強温暖化、ユーラシアの寒冷化がみられ、対する成層圏 100 hPa の循環も極側の高気圧偏差、すなわち極渦の弱化が起こっている。ところが、海水をさらに減少させた条件、40 から 1% への変化では、むしろシベリアの温暖化、より強い低気圧性循環 = 極渦の強化が現れるという結果となった。すなわち、上記で述べたような、海水減少が中緯度寒冷化をもたらすというのは、海水減少がある範囲にある、過渡的な状況で実現する現象であり、さらに海水減少が進むと、再び成層圏の寒冷化、極渦の強化と本来の変化が起こるという説明である。

いずれにしろ、いまだ北極温暖化中緯度影響は完全には説明されきれておらず、予測も難

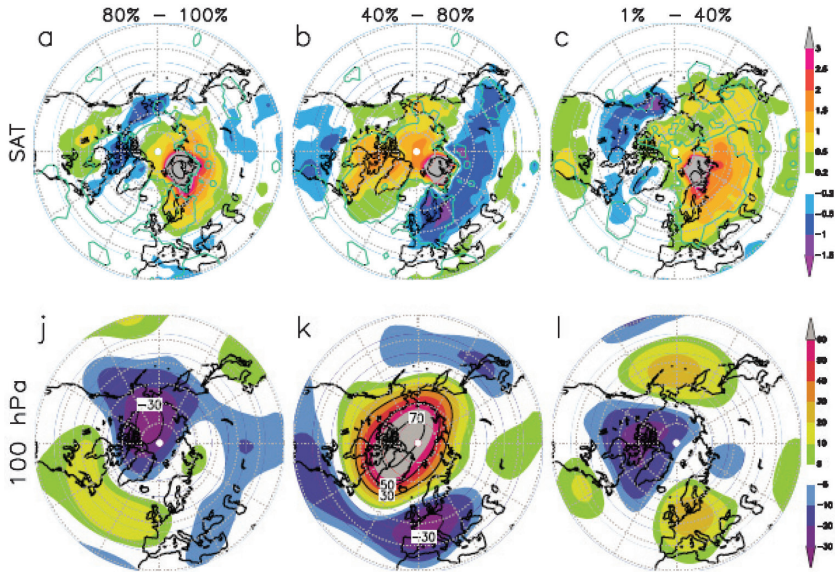


図 13 モデル (ECHAM5) でシミュレートされた、バレンツ海カラ海の海水氷接度を 100 から 80%、80 から 40%、40 から 1% に変化させることに応じた 2 月平均地上気温と成層圏下部の循環場。地上気温変化 (°C)、海水氷接度を (a) 100 から 80% にしたとき、(b) 80 から 40% にしたとき、(c) 40 から 1% にしたとき。太緑線は 90% 信頼度で統計的に有意な範囲を示す。100 hPa 高度場の変化 (hPa)、(j)、(k)、(l) は、同じく海水氷接度を 100 から 80% にしたとき、80 から 40% にしたとき、40 から 1% にしたときに対応する。影響は非線形。低気圧型から一旦高気圧型に、そして最終的には低気圧型 (Petoukhov and Semenov, 2010 より抜粋)。

Fig. 13. Simulated with ECHAM5 monthly SAT and the lower stratosphere circulation responses to decrease in the Barents-Kara sea ice concentration (SIC) from 100% to 80%, 80% to 40%, and 40% to 1% for February. Differences between SAT (in °C) simulated with SIC change from (a) 100% to 80%, (b) 80% to 40%, and (c) 40% to 1%. The reference probabilities in all cases correspond to higher SIC. Thick green contour lines encompass SAT anomalies that are statistically significant at 90% confidence level. Change in the geopotential height (hPa) at 100 hPa pressure level as response to Barents-Kara sea ice transitions from (j) 100% to 80%, (k) 80% to 40%, and (l) 40% to 1% for February (Petoukhov and Semenov, 2010).

しい。今後、より良い予報の可能性を求めて、高層気象観測点の充実や砕氷船観測などを統合した重点観測を行い、気象の解析の精度を高め、さらにモデルも高度化しようと、世界気象機関 (WMO) のもと YOPP (Year of Polar Prediction: 極域予測年) という国際研究が計画されている (Jung *et al.*, 2014)。まだまだ、議論の多い課題なのである。

5. 終わりに

以上、極域の温暖化に関することを簡単にまとめた。地球温暖化の中で、南極、北極は本当に温暖化しているのだろうか？ 温暖化しているとすれば、どの程度なのだろうか。世界中に、あるいはこの私たちの日本の生活にどのような影響があるのだろうか。いまだ解明が

不十分な部分もあるが、現時点でおおよそ明らかになっているところは理解いただけたものと思う。本稿は、極域の温暖化に関する基本的なことをわかっていただこうと執筆した。読んでくださった皆さんに、今後、これらの質問に答えていただけることを期待している。

本論文は、2015年3月19日に開催された、著者による退職記念講演でお話しした内容の前半部に加筆したものである。講演の機会を与えてくださった、国立極地研究所の白石所長ほか皆様に感謝の次第である。

文 献

- Abe, M., Nozawa, T., Ogura, T. and Takata, K. (2015): Effect of retreating sea ice on Arctic cloud cover in simulated recent global warming. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **15**, 17527–17552, doi:10.5194/acpd-15-17527-2015.
- 青木 茂 (2014): 南極域の「温暖化」. 地球温暖化—そのメカニズムと不確実性—, 日本気象学会地球環境問題委員会. 朝倉書店, 74–75.
- Bromwich, D.H., Nicolas, J.P., Monaghan, A.J., Lazzara, M.A., Keller, L.M., Weidner, G.A. and Wilson, A.B. (2012): Central West Antarctica among the most rapidly warming regions on Earth. *Nat. Geosci.*, **6**, 139–145, doi:10.1038/ngeo1671.
- Cohen, J. and others (2014): Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nat. Geosci.*, **7**, 627–637, doi:10.1038/ngeo2234.
- Comiso, J.C. and Nishio, F. (2008): Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data. *J. Geophys. Res. Oceans*, **113**, C02S07, doi:10.1029/2007JC004257.
- Francis, J.A. and Vavrus, S.J. (2012): Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L06801, doi:10.1029/2012GL051000.
- Honda, M., Inoue, J. and Yamane, S. (2009): Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707, doi:10.1029/2008GL037079.
- Inoue, J., Hori, M.E. and Takaya, K. (2012): The role of Barents Sea ice in the wintertime cyclone track and emergence of warm-Arctic cold-Siberian anomaly. *J. Clim.*, **25**, 2561–2568, doi:10.1175/JCLI-D-11-00449.1.
- IPCC (2013): *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, 1535 p.
- Jung, T., Kasper, M.A., Semmler, T. and Serrar, S. (2014): Arctic influence on subseasonal midlatitude prediction. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3676–3680, doi:10.1002/2014GL059961.
- Marshall, G.J., Stott, P.A., Turner, J., Connolley, W.M., King, J.C. and Lachlan-Cope, T.A. (2004): Causes of exceptional atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L14205, doi:10.1029/2004GL019952.
- Mori, M., Watanabe, M., Shioyama, H., Inoue, J. and Kimoto, M. (2014): Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nat. Geosci.*, **7**, 869–873, doi:10.1038/ngeo2277.
- Nakamura, T., Yamazaki, K., Iwamoto, K., Honda, M., Miyoshi, Y., Ogawa, Y. and Ukita, J. (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**, doi:10.1002/2014JD022848.
- NAS (National Academy of Sciences) (2014): *Linkages between Arctic Warming and Mid-latitude Weather Patterns*. The National Academies Press, 83 p. [Available online at <http://www.nap.edu/catalog/18727/linkages-between-arctic-warming-and-midlatitude-weather-patterns>.]
- 日本気象学会地球環境問題委員会 (2014): 地球温暖化—そのメカニズムと不確実性—. 朝倉書店, 162 p.
- Nozawa, T., Nagashima, T., Shioyama, H. and Crooks, S.A. (2005): Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20719, doi:10.1029/2005GL023540.
- Overland, J., Francis, J.A., Hall, R., Hanna, E., Kim, S-J. and Vihma, T. (2015): The melting Arctic and midlatitude weather patterns: Are they connected? *J. Climate*, **28**, 7917–7932, doi:10.1175/JCLI-D-14-00822.1.
- Petoukhov, V. and Semenov, V.A. (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.

- Sato, K. and Hirasawa, N. (2007): Statistics of Antarctic surface meteorology based on hourly data in 1957–2007 at Syowa Station. *Polar Science*, **1**, 1–15, doi:10.1016/j.polar.2007.05.001.
- Screen, J.A. and Simmonds, I. (2012): Half-century air temperature change above Antarctica: Observed trends and spatial reconstructions. *J. Geophys. Res.*, **117**, D16108, doi:10.1029/2012JD017885.
- Screen, J.A., Simmonds, I., Deser, C. and Tomas, R. (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.
- Shindell, D. and Faluvegi, G. (2009): Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century. *Nat. Geosci.*, **2**, 294–300, doi:10.1038/ngeo473.
- Solomon, S. (1999): Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. *Rev. Geophys.*, **37**, 275–316, doi:10.1029/1999RG900008.
- Son, S.-W., Polvani, L.M., Waugh, D.W., Akiyoshi, H., Garcia, R., Kinnison, D., Pawson, S., Rozanov, E., Shepherd, T.G. and Shibata, K. (2008): The impact of stratospheric ozone recovery on the Southern Hemisphere westerly jet. *Science*, **320**, 1486–1489, doi:10.1126/science.1155939.
- Steig, E.J., Schneider, D.P., Rutherford, S.D., Mann, M.E., Comiso, J.C. and Shindell, D.T. (2009): Warming of the Antarctic ice-sheet since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, **457**, 459–462, doi:10.1038/nature07669.
- 田中 博 (2014): 自然変動としての北極振動とその将来予測. 地球温暖化—そのメカニズムと不確実性—, 日本気象学会地球環境問題委員会. 朝倉書店, 71–73.
- Thompson, D.W.J. and Solomon, S. (2002): Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science*, **296**, 895–899, doi:10.1126/science.1069270.
- Turner, J., Lachlan-Cope, T.A., Colwell, S., Marshall, G.J. and Connolley, W.M. (2006): Significant warming of the Antarctic winter troposphere. *Science*, **311**, 1914–1917, doi:10.1126/science.1121652.
- Turner, J., Overland, J.E. and Walsh, J. (2007): An Arctic and Antarctic perspective on recent climate change. *Int. J. Climatol.*, **27**, 277–293, doi:10.1002/joc.1406.
- Turner, J., Hosking, J.S., Marshall, G.J., Phillips, T. and Bracegirdle, T.J. (2015): Antarctic sea ice increase consistent with intrinsic variability of the Amundsen Sea Low. *Clim. Dyn.* doi:10.1007/s00382-015-2708-9.
- Vihma, T. (2014): Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review. *Surv. Geophys.*, **35**, 1175–1214, doi:10.1007/s10712-014-9284-0.
- Walsh, J.E. (2014): Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes. *Glob. Planet. Change*, **117**, 52–63, doi:10.1016/j.gloplacha.2014.03.003.
- Wang, X. and Key, J.R. (2005): Arctic surface, cloud, and radiation properties based on the AVHRR Polar Pathfinder dataset. Part II: Recent trends. *J. Clim.*, **18**, 2575–2593, doi:10.1175/JCLI3439.1.
- WMO (2011): WMO Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010, Global Ozone Research Monitoring Project-Report No. 52. Geneva, World Meteorological Organization, 442 p.
- WMO (2014): WMO Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2014, Global Ozone Research Monitoring Project-Report No. 55. Geneva, World Meteorological Organization, 416 p.
- Yamanouchi, T. (2011): Early 20th century warming in the Arctic: A review. *Polar Science*, **5**, 53–71, doi:10.1016/j.polar.2010.10.002.
- Yamanouchi, T. and Shudou, Y. (2007): Trends in cloud amount and radiative fluxes at Syowa Station, Antarctica. *Polar Science*, **1**, 17–23, doi:10.1016/j.polar.2007.04.001.
- 吉森正和 (2014): 北極温暖化増幅. 細氷, **60**, 2–15.
- Yoshimori, M., Abe-Ouchi, A., Watanabe, M., Oka, A. and Ogura, T. (2014): Robust seasonality of Arctic warming processes in two different versions of the MIROC GCM. *J. Clim.*, **27**, 6358–6375, doi:10.1175/JCLI-D-14-00086.1.