

地球環境変動予測に向けた北極域の変動とその全球的影響の解明

課題責任者

小室 芳樹

海洋研究開発機構 地球環境部門 北極環境変動総合研究センター

著者

小室 芳樹*¹, 西井 和晃*², 大石 龍太*³, 中村 哲*⁴

*¹ 海洋研究開発機構 地球環境部門 北極環境変動総合研究センター, *² 三重大学 大学院生物資源学研究所, *³ 東京大学 大気海洋研究所, *⁴ 北海道大学 大学院地球環境科学研究院

北極域は温暖化が顕著に現れる地域であることが指摘されており、現在も様々な環境変化が顕在化している。これらの変動を適確に予測するためには、気候系に内在する幅広い過程の理解を通じて北極変動と全球規模の気候変動との関係を明らかにし、気候モデルの改善に資することが肝要である。本課題では気候モデルを用いた様々な数値実験によって、大気・海洋・陸域の相互作用系の変動要因を調査した。MIROC6を用いた SSP126 および SSP585 のシナリオ実験では北極海の海水の将来変化を詳細に評価するとともに、北極域における雲量の増加が海水の変化傾向に応じて多様であることを示した。海水や海水温を操作した大気大循環モデル実験では、2020年12月の中緯度ユーラシア大陸上の低温は北極海の海水減少に伴って生じていたのに対して、2021年1月の高緯度ユーラシア大陸上の低温は海水や海面水温によって強制されたものではない可能性が示唆された。最終間氷期の温暖化気候下に見られた北半球高緯度の高温傾向には、植生フィードバックの効果が重要な役割を果たしていたことが分かった。さらに、成層圏準2年周期振動は北極だけでなく南半球へも影響し海水の変動をもたらすことが分かった。

キーワード：北極海海水減少，多圏間相互作用，雲量，最終間氷期，将来予測

1. はじめに

本課題では、近年急激な変化が生じている北極域に着目して、その変動の把握と要因の理解、さらには全球気候変動との関係を調べることを目的とした。このため、全球気候モデルを用いて、温暖化シナリオ、海水温や海水、動態植生、成層圏力学過程など様々な要素に焦点を当てたシミュレーションを実施した。以降の2節から5節にそれぞれの研究で得られた成果を報告する。

2. 地球温暖化将来シナリオにおける北極海の海水減少と雲量変化

近年、地球温暖化による北極海の海水減少が進んでいる。高緯度域の温暖化は全球平均に比べて顕著であると予測されており、その影響がすでに現れ始めていると考えられる。このため北極域の温暖化プロセスの理解向上とその影響評価をできるだけ早く進めることが重要である。また、温暖化の主要因である二酸化炭素(CO₂)の排出量の削減の仕方によって温暖化の速度やその影響が大きく異なるため、様々な排出削減の条件下で生じる影響を量的に見積り、影響の大きさや影響の発生する可能性の高い時期などを予測し、不確実性の低減に資することが重要である。ここではCMIP6のシナリオMIPの実験プロトコル[1]に沿った2つの将来シナリオにおける気候変化予測について、内部変動に伴う予測の不確実性を低減するため、異なる初期値を用いた50メンバーのアンサンブル実験を地球シミュレーターを用いて実施した。

本研究では、全球大気海洋結合モデル MIROC6[2]を用いた。大気モデルの水平解像度はT85(およそ1.42°×1.42°)、鉛直81層である。海洋モデルはトライポーラ座標系を用

いており、63°Nより北側では東西60km×南北33km、南側で東西1°×南北0.5~1°の水平解像度、鉛直層数は49層である。海水モデルは5つの海水カテゴリーについて、その海水厚や水平流動を計算する。実験に用いた2つの将来シナリオは、SSP126とSSP585である。SSP126は、パリ協定により決まった、産業革命以前から今世紀末の全球平均気温上昇量を2度以下に抑えるための緩和策が実施されたと想定したシナリオである。一方、SSP585は経済発展重視で将来にわたり緩和策を行わないと想定したシナリオである。両シナリオについて、シナリオMIPにより提供された、大気中の温室効果ガス濃度や人為的エアロゾル排出量など、気候変化の外部要因を入力データとして気候モデルに与え、気候の応答を計算する。将来シナリオ実験の期間は2015年から2100年までであり、その前の期間については、1850年から2014年の歴史実験を実施し、その続きとして将来シナリオごとの実験を実施した。また、50メンバーの各メンバーで歴史実験開始の1850年に異なる初期値を与えて実験を開始している(歴史実験は他課題で実施された)。

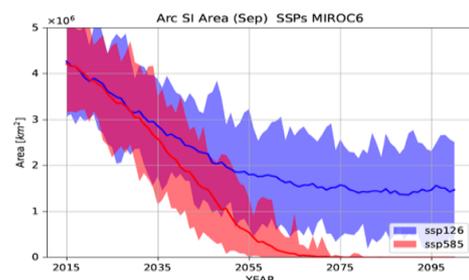


図1: 9月の北極海の海水面積の時系列。実線は全メンバー平均値、色塗はメンバー間の最大・最小値(単位: km²)。

北極域で平均した年平均地表気温（全メンバー平均値）の時系列をシナリオ間で比較すると、SSP126は21世紀後半の地表気温の上昇が抑えられ、2100年の気温はおよそ -7°C である。それとは異なり、SSP585の地表気温は2100年までに急激に上昇し、およそ 1°C になり、SSP126と比べても約 8°C の差がある。図1に9月の北極海氷面積の時系列を示す。2015年以降、両シナリオで北極海氷は減少し続けている。SSP585は2035年以降、その減少率が上がり、2070年以降は50メンバーのほとんどで9月の海氷がなくなると予測されている。一方、SSP126の海氷面積は、2035年以降、減少率が小さくなり始め、2060年以降2100年まで、全メンバー平均でほぼ一定のままである。図2に2046–2050年と2071–2075年のそれぞれの期間で平均した北極海の海氷分布（全メンバー平均）を示す。2046–2050年のSSP126の9月の海氷分布はグリーンランドとカナダ多島海の北部で海氷が見られるが、ユーラシア大陸やアラスカに沿った北極海上には海氷は見られない。同期間のSSP585についても、その分布特性は類似しているが、海氷が残っている地域での海氷被覆率はSSP126と比べて小さく、海氷減少がより進んでいることがわかる。2071–2075年については、SSP126とSSP585の海氷分布は大きく異なる。SSP126の海氷が残っている領域は類似しているが、被覆率が2046–2050年よりも減少しており、SSP585の2046–2050年平均と同程度の分布である。一方、SSP585については海氷が見られなくなる。

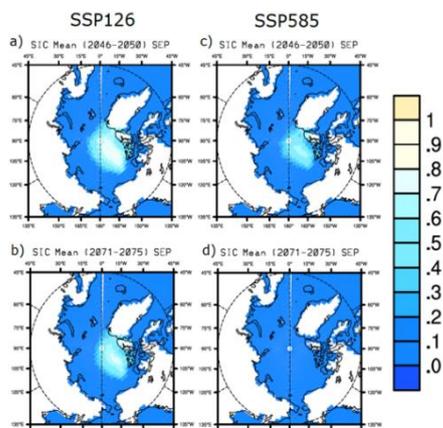


図2: 2046–2050年、2071–2075年のそれぞれの期間で平均した9月の海氷被覆率の分布（全メンバー平均）。

次に北極海上の雲量変化について調べた。海氷減少に伴う雲量増加が起こっていることが衛星観測などからも指摘されている。雲量増加は地表面への短波入射を抑える効果に加え、地表面への長波放射量を増加させる効果を持つことから、日射量の少ない季節にはその長波放射の効果が海氷減少を加速させる可能性がある。しかし、雲変化や雲の放射効果の定量的な見積りは不確実性が大きいいため、北極温暖化増幅メカニズムの理解向上には将来の雲変化の理解も必要である。SSP126では雲量増加が秋季に見られる。海氷減少により、海面からの加熱などの効果によるものと推察される。そのため、2050年以降の海氷減少が見られない期間には顕著な雲量増加は見られない。

しかし、海氷減少が顕著でない春季にも雲量増加が見られ、その要因分析が今後の課題である。SSP585の雲量増加は2050年までは海氷減少の顕著な秋季を中心に見られたが、2050年以降は春季に特に顕著な増加を示す。SSP585の海氷減少は、2050年以降は春季に顕著になり、それが雲量増加の要因の一つと考えられる。しかし、気温上昇に伴う水蒸気量の増加もあり、海氷減少と気温上昇のどちらの要因がより効果的であるかを解明することなどが今後の課題である。

3. 2020–21年冬季の北極海海氷減少とユーラシア大陸の寒冷化

2020年12月におけるユーラシア大陸中緯度では低温偏差が見られ（図3a）、 $35^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{--}160^{\circ}\text{E}$ の領域で平均した気温は、過去42年間の12月平均気温として2番目に低かった。一方、2021年1月においてはユーラシア大陸の高緯度で低温偏差が見られ（図3b）、 $55^{\circ}\text{--}70^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{--}160^{\circ}\text{E}$ で領域平均した気温は1月平均気温として4番目に低かった。同時期には大陸から日本への寒波が顕著であり、この寒波強化の一因として、大陸での低温化に伴う寒気の増幅が考えられる。本研究では、これらユーラシア大陸上の低温化に対する北極海海氷減少の寄与を明らかにするために、大気大循環モデルを用いたアンサンブル実験を行った。

実験は大気大循環モデルAFESを用いた。水平解像度は約 100km である。海面水温と海氷密度データは日別のOISSTv2を用い、境界条件の異なる3種類の実験を行った（A: 観測された海面水温と海氷を与える実験、B: 海面水温は観測値を与え、海氷は気候値を与える実験、C: 海面水温は気候値を与え、海氷は観測値を与える実験）。実験期間は2020年9月1日から2021年1月31日、各実験のアンサンブルメンバー数は100である。温室効果気体の濃度は全ての実験において、現在気候の値で一定とした。気候平均場として1983年から2013年の平均を用いた。

観測された海氷偏差に対する2020年12月の月平均2m気温の応答を、実験AとBの100メンバーアンサンブル平均の差をとることにより求めた（図3c）。ユーラシア大陸上において、値としては小さいながらも有意な低温応

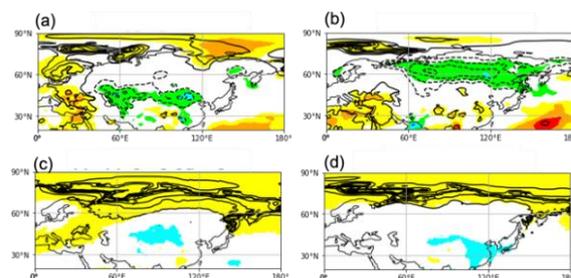


図3 (a) 2020年12月の地上気温の偏差（等値線: 2K 間隔、色: 標準化した気温偏差）。(b) (a)と同様。ただし2021年1月。(c) 2020年12月の海氷偏差に対する気温応答（等値線: 1K 間隔、色: 5%で有意な気温応答）。(d) (c)と同様。ただし2021年1月。

答が確認され、再解析に見られる低温偏差の分布と整合的である。この応答は、中緯度で領域平均した気温応答でも確認できる(表1)。実験AとCの差をとることにより求めた海面水温偏差に対する応答は、有意な高温応答を示すため、海面水温偏差はこの低温偏差を説明できない。一方、北極海沿岸では高温応答が見られ、これは再解析と整合的である。この高温偏差と中緯度での低温偏差のパターンは Warm Arctic Cold Eurasia (WACE)[3]パターンを想起させる。

表 1: モデルにより再現された領域平均気温の応答および再解析における偏差 (K)。有意水準 5% で有意なモデル応答に*を付す。

	2020年12月 ユーラシア 中緯度平均	2021年1月 ユーラシア 高緯度平均
海氷による応答	-0.44*	0.46
海面水温による応答	0.98*	2.34*
再解析における偏差	-1.69	-3.67

一方、2021年1月の海氷偏差による月平均気温応答は、観測された気温偏差分布とは異なり、大陸の南東部に有意な低温偏差が見られるのみである(図3d)。高緯度で領域平均した気温応答も有意でない(表1)。また、海面水温偏差による応答は、高温応答を示すため、観測された気温偏差を説明できない。以上の結果は、2020年12月のユーラシア大陸中緯度での低温偏差の少なくとも一部には、観測された負の海氷偏差が寄与していた可能性を示している。一方、2021年1月の高緯度での低温偏差には、海氷や海面水温偏差の寄与は見られず、大気の内変動(境界条件によって強制されない変動)に起因していた可能性を示す。

さらに詳細な解析のため、主成分分析を再解析データ及び AFES 実験結果に適用することにより WACE パターンと北極振動[4]に伴う変動をそれぞれ抽出した。2020年12月においては WACE 指数[3]は 1.46 と大きく、気温偏差パターンと整合的である。海氷による WACE パターンの応答は正を示し、海氷応答が WACE パターンを励起したことが示唆される。また小さいながらも海面水温による寄与も認められる。一方、2021年1月においては再解析では北極振動指数は負を示し、負の北極振動が卓越していたことを示している。しかし、海氷偏差による北極振動への有意な寄与は認められず、また、海面水温偏差は有意な正の寄与を示す。これらの結果は、2020年12月の WACE パターンには海氷減少の寄与があった一方、2021年の負の北極振動は海氷、海面水温偏差のどちらによっても説明できず、大気の内変動によるものであったことを示唆する。

4. 最終間氷期の温暖気候における植生の役割

現在から約 13 万~11 万 6 千年前の最終間氷期は、直近の水期間氷期サイクルにおける最も温暖な時代として知られている。この温暖期は太陽を周回する地球の軌道要素が現在と異なることによって北半球の夏の日射が増大

したことに起因し、北半球高緯度の顕著な温暖化によるグリーンランド氷床の融解等が起きていたことが古環境指標から知られている。最終間氷期は温暖化の将来予測においても重要な示唆を与える時代として注目されており、結合モデル相互比較プロジェクト(Coupled Model Intercomparison Project: CMIP)を構成する古気候モデル相互比較プロジェクト(Paleoclimate Modeling Intercomparison Project: PMIP)の対象となっている。

本研究では、CMIP6 の温暖化将来予測に用いられたものと同じ気候モデル(MIROC-ES2L[5])を用いて PMIP4 準拠の最終間氷期実験[6]を行い PMIP4 に提出した。また、主として植生の扱いが MIROC-ES2L と異なるバージョンの MIROC モデル(MIROC4m[7], MIROC4m-LPJ[8])を用いて PMIP4 準拠の最終間氷期実験を行い、当時の古環境指標との比較を行った。その結果、すべてのモデルで夏の北半球陸上の温暖化と秋の北極海の温暖化が共通して見られたが、古環境指標に見られる通年での北半球高緯度の温暖化を示したのは植生分布の変化を予測する MIROC4m-LPJ のみであった(図4)。北半球高緯度の夏の日射に起因して通年での温暖化が起きる原因を調べるため、フィードバック解析手法[9,10]を用いて温度変化の原因を要素分解したところ、夏は日射のエネルギー増加が北極海の海氷融解に消費吸収され、秋から冬にかけて大気に放出され温暖化をもたらすことが示された。また、温暖化に伴う亜寒帯林の北上によるアルベドフィードバックが春の融雪を早めていることも示された。このように、北半球高緯度では大気-海洋-植生が相互作用して、夏の日射増加に対して季節を超えた温暖化応答が起きており、特に植生フィードバックの効果が古環境指標の示す気候の再現に重要であり、将来予測に対しても重要であることを示唆している。

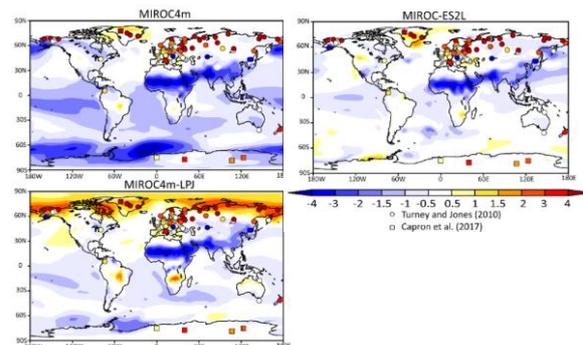


図 4: 最終間氷期実験と産業革命前実験の年平均気温差 (K) と古環境指標[11,12]との比較。

5. 成層圏 QBO が南極海氷変動に及ぼす影響

赤道成層圏準 2 年周期振動 (Quasi Biennial Oscillation, QBO) が東風位相のときには極渦が弱く、西風位相のときに強い傾向にある[13]。我々は、再解析データと数値モデルを利用した分析から QBO の位相に伴う熱帯対流活動の変化が北半球の循環場を通して北極へ影響する過程を明らかにした[14]。QBO が東風位相の時には、対流圏界面の気温が低い。このため、熱帯西太平洋で対流活動が活発に

なる。この対流がロスビー波を励起して中高緯度対流圏に伝播する。伝播した波は気候場の波と同位相で惑星波を強める。対流圏で強まった惑星波が成層圏へ伝播し極渦を弱めるという過程である。このような波活動の変化は主に冬半球で起こる。そこで本研究ではQBOによる対流圏循環の変化が南半球の冬に及ぼす影響を調査した。

観測・再解析データを用いた分析では、QBOと南極の冬季海水変動に有意な相関関係があることがわかった。南極の海氷はQBOが東風(西風)位相の時に、ロス海、ウェッデル海、および90°E付近で増加(減少)となる波数3の変動パターンを持つ(図5c)。この変動パターンは6、7月に顕著であるが、8月には消失する。海氷の増加(減少)する領域では、地表付近の沖向き(陸向き)の偏差風が卓越しており、循環場偏差が海水変動を作っていることを示唆する。この地表付近の偏差風は、順圧的な構造を持ち、対流圏上層の循環場偏差と強く関係している(図5a,b)。上層に卓越する循環場偏差は、インド洋を波源とし南極大陸上空へ伝播する波列パターンである。熱帯インド洋は6月の気候平均場において対流活動の最も活発な地域であり、QBOの東風位相に伴う下部成層圏の冷却効果による安定度低下によりさらに対流活動が活発化すると考えられる。対流圏上層の発散風が作るロスビー波源を評価すると、南半球インド洋が波源であることがわかり、インド洋の対流活動を波源とするロスビー波伝播が卓越していることを強く支持する。

観測で見られたような南半球の循環場偏差が、実際にインド洋の対流活動の結果として現れるのか、線形傾圧モデル(LBM[15])および大気大循環モデルAFES4.1-T79L56を使用した数値実験により確かめた。インド洋に観測された対流活動を模した熱源を与え、その応答を評価したところ、両モデルは観測された循環場偏差をよく再現していた。LBMで再現された応答の振幅は観測やAFESでの振幅より小さく、線形的な1次応答に対する非

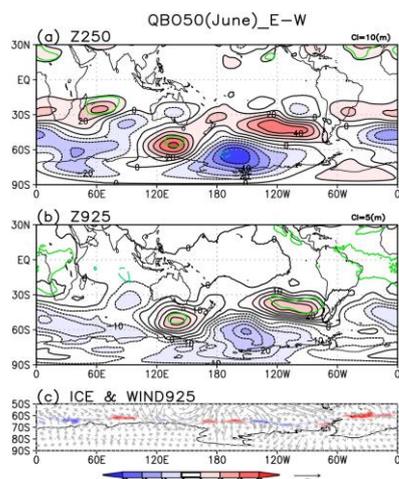


図5: ERA interim 再解析データを用いた6月の(a)250 hPa高度および(b)925hPa高度のQBOシグナル(東風位相時と西風位相時の差)。5%の危険率で有意な領域を緑線で囲った。(c)海氷密度と925hPa水平風ベクトルのQBOシグナル。

線形フィードバックが重要であることを示唆する。

以上の分析から、成層圏QBOが熱帯対流活動を介したロスビー波伝播により極域へ影響するというプロセスが冬季南半球でも生じていることがわかり、その結果として、南極海氷の波数3パターンの変動が生じることがわかった[16]。QBOは約2年周期の規則性の高い振動であることを考えると、南半球の海水変動を1、2年前から予測できる可能性がある。

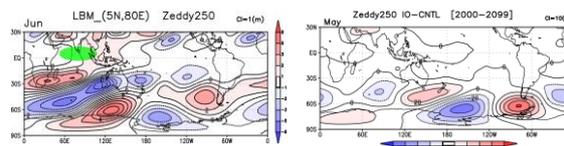


図6: 熱帯インド洋に与えた熱源(緑陰影)に対する250hPa高度場の応答。(左)線形傾圧モデル、(右)大気大循環モデル。

謝辞

本研究は文科省 Arctic Challenge for Sustainability (ArCS; JPMXD1300000000)および Arctic Challenge for Sustainability II (ArCS II; JPMXD1420318865)、統合的気候モデル高度化研究プログラム(JPMXD0717935715)、科研費(17H06104, 17H06323)の助成を受けた。

文献

- [1] O'Neill, B. C., Tebaldi, C., van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., Meehl, G. A., Moss, R., Riahi, K., and Sanderson, B. M.: The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, 3461–3482, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>, (September 2016).
- [2] Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., Sudo, K., Sekiguchi, M., Abe, M., Saito, F., Chikira, M., Watanabe, S., Mori, M., Hirota, N., Kawatani, Y., Mochizuki, T., Yoshimura, K., Takata, K., Oishi, R., Yamazaki, D., Suzuki, T., Kurogi, M., Kataoka, T., Watanabe, M., and Kimoto, M.: Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6, *Geosci. Model Dev.*, 12, 2727–2765, (July 2019).
- [3] Mori, M., Watanabe, M., Shiogama, H., Inoue, J., Kimoto, M.: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades, *Nature Geosci.*, 7, 869–873, (October 2014).
- [4] Thompson, D. W. J., and Wallace, J. M.: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, (May 1998).
- [5] Hajima, T., Watanabe, M., Yamamoto, A., Tatebe, H., Noguchi, M. A., Abe, M., Ohgaito, R., Ito, A., Yamazaki, D., Okajima, H., Ito, A., Takata, K., Ogochi, K., Watanabe, S., and Kawamiya, M.: Development of the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks, *Geosci. Model Dev.*, 13, 2197–2244, (May 2020).
- [6] Otto-Bliessner, B. L., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lunt, D.

J., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Capron, E., Carlson, A. E., Dutton, A., Fischer, H., Goelzer, H., Govin, A., Haywood, A., Joos, F., LeGrande, A. N., Lipscomb, W. H., Lohmann, G., Mahowald, N., Nehrbass-Ahles, C., Pausata, F. S. R., Peterschmitt, J.-Y., Phipps, S. J., Renssen, H., and Zhang, Q.: The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 2: Two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3979–4003, (November 2017).

[7] Hasumi, H. and Emori, S.: K-1 Coupled GCM (MIROC) Description, k-1 Technical Report No. 1, Center for Climate System Research (CCSR, Univ. of Tokyo), National Institute for Environmental Studies (NIES), Frontier Research Center for Global Change (FRCGC), Tokyo, Japan, 2004.

[8] O'ishi, R., Chan, W.-L., Abe-Ouchi, A., Sherriff-Tadano, S., Ohgaito, R., and Yoshimori, M.: PMIP4/CMIP6 last interglacial simulations using three different versions of MIROC: importance of vegetation, *Clim. Past*, 17, 21–36, (January 2021).

[9] Lu, J. H. and Cai, M.: Seasonality of polar surface warming amplification in climate simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L16704, <https://doi.org/10.1029/2009gl040133>, (August 2009).

[10] Yoshimori, M. and Suzuki, M.: The relevance of mid-Holocene Arctic warming to the future, *Clim. Past*, 15, 1375–1394, <https://doi.org/10.5194/cp-15-1375-2019>, (August 2019).

[11] Turney, C. S. M. and Jones, R. T.: Does the Agulhas Current amplify global temperatures during super-interglacials?, *J. Quat. Sci.*, 25, 839–843, (August 2010).

[12] Capron, E., Govin, A., Feng, R., Otto-Bliesner, B., and Wolff, E.: Critical evaluation of climate syntheses to benchmark CMIP6/PMIP4 127 ka Last Interglacial simulations in the high-latitude regions, *Quat. Sci. Rev.*, 168, 137–150, (July 2017).

[13] Holton, J. R. and Tan, H., -C.: The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200–2208, (October 1980).

[14] Yamazaki, K., Nakamura, T., Ukita, J. and Hoshi, K.: A tropospheric pathway of the stratospheric quasi-biennial oscillation (QBO) impact on the boreal winter polar vortex, *Atmos. Chem. and Phys.*, 20, 5111–5127, (April 2020).

[15] Watanabe, M. and Kimoto, M.: Tropical-extratropical connection in the atmosphere-ocean variability, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2247–2250, (August 1999).

[16] Yamazaki, K., and Nakamura, T.: The stratospheric QBO affects Antarctic sea ice through the tropical convection in early austral winter, *Polar Sci.*, in press.

Understanding the Arctic Climate Change and Its Global Impact for Climate Change Projection

Project Representative

Yoshiki Komuro Institute for Arctic Climate and Environmental Research, Institute for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Authors

Yoshiki Komuro *¹, Kazuaki Nishii *², Ryouta O'ishi *³, Tetsu Nakamura *⁴

*¹Institute for Arctic Climate and Environmental Research, Institute for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, *²Graduate School of Bioresources, Mie University, *³Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, *⁴Faculty of Environmental Earth Science, Hokkaido University

The project intended to understand the Arctic climate change and its role on global climate by investigating the interactions among atmosphere, ocean, and land through a variety of climate model experiments. MIROC6 experiments provides future changes in Arctic sea ice reduction which differs between SSP126 and SSP585 scenarios. The atmospheric general circulation model experiments suggest that the cooling observed in mid-latitude Eurasia in December 2020 may be induced by sea ice loss in the Arctic Sea, while the cooling in high-latitude Eurasia in January 2021 may not be induced by neither of sea surface temperature nor sea ice anomalies. The effect of vegetation feedbacks during the last interglacial is found to amplify the warming over high latitude regions in the northern hemisphere. Another experiment suggests that the stratospheric quasi-biennial oscillation modulates Antarctic sea ice concentration in austral winter.

Keywords : Arctic sea ice loss, Multi-sphere interaction, Dynamic vegetation, Future projection, Cloud cover

1. Introduction

This project attempted to understand the climate variability and its mechanisms in the Arctic region where warming has been remarkable in recent years. We conducted simulations using a variety of global climate models to highlight crucial factors in climate system, such as emission scenarios, sea surface temperature and sea ice, terrestrial ecosystem, and stratospheric dynamical processes. The results obtained from these experiments are reported in the following sections

2. Reduction of sea ice and cloud cover changes in the Arctic Ocean according two scenarios of future global warming

Since the Arctic region is more strongly affected by global warming at an early stage, it is necessary to improve our understanding of the warming process and assess its impact as

soon as possible. In addition, since the rate of warming and its effects vary greatly depending on how the emissions of carbon dioxide (CO₂) are reduced, it is important to quantitatively estimate the effects of different ways to reduce CO₂ emissions, and to measure the magnitude of the impact and the likely timing of their occurrence as accurately as possible. In our group, using the ES, we conducted 50-member ensemble experiments with different initial values for climate change projections in two future scenarios following the experimental protocol of the CMIP6 scenario MIP [1], to reduce the uncertainty of the projections due to internal variability.

The coupled global atmosphere-ocean model MIROC6 [2] was used in this study. The two future scenarios used in the experiment are SSP126 and SSP585. SSP126 assumes the implementation of mitigation measures to keep the global average temperature increase below 1.5 degrees Celsius from pre-industrial times to the end of this century, as determined by the Paris Agreement. On the other hand, SSP585 is a scenario that emphasizes economic development and assumes no mitigation measures in the future. The period of the future scenario experiment is from 2015 to 2100.

Comparing the time series of annual mean surface air temperature (SAT) averaged over the Arctic region (averaged over all members) among the scenarios, SSP126 shows a suppressed increase in SAT in the second half of the 21st century, with a temperature of about -7°C in 2100. In contrast, the SAT of SSP585 rises rapidly by 2100, to about 1°C, a difference of about 8°C compared to SSP126. Since 2015, the September Arctic sea ice extent continues to decrease in both scenarios. For SSP585,

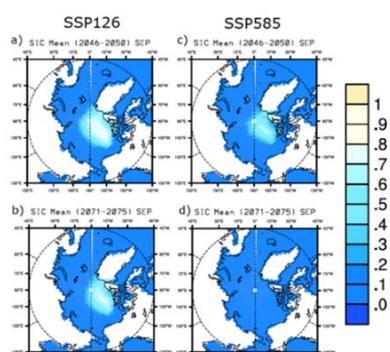


Figure 1: September mean Arctic sea ice coverage averaged for all ensemble members during the two periods. (a, c) 2046–2050 and (b, d) 2071–2076.

the rate of decrease increases after 2035, and the September sea ice is projected to disappear in most of the 50 members after 2070. On the other hand, decrease rate in the sea ice extent of SSP126 became smaller after 2035 and remains almost constant on average for all the ensemble members after 2060 until 2100. Figure 1 shows the sea ice cover distribution in the Arctic Ocean averaged over the periods, 2046–2050 and 2071–2075 (all-member mean). For the 2046–2050 average, there is no sea ice in the Arctic Ocean along Eurasia continent and Alaska in both scenarios. The sea ice distribution of SSP585 for 2046–2050 is similar to that of SSP126, but the sea ice coverage is smaller than that of SSP126, indicating that sea ice loss is more advanced. For the 2071–2075 average, the sea ice distributions of SSP126 and SSP585 are quite different. The sea ices remain in SSP126, but no sea ice is seen for SSP585.

Cloud cover changes over the Arctic Ocean were also examined. Our future subject is to clarify which factor, sea ice loss or air temperature rise, is more effective in cloud changes over the Arctic Ocean.

3. Arctic sea ice loss and Eurasian cooling in winter 2020–21

Midlatitude Eurasia experienced a cold winter in December 2020 while high-latitude Eurasia was colder than normal in January 2021. Along with the warm anomaly over the Arctic, the former was accompanied by the so-called ‘Warm Arctic and Cold Eurasia’ (WACE) pattern [3], while the latter by the negative phase of the Arctic Oscillation (AO) [4]. A set of ensemble experiments with an atmospheric general circulation model, called AFES, prescribed with various boundary conditions, suggests a contribution of the Arctic sea ice loss to the midlatitude cooling and WACE pattern in December 2020. The midlatitude sea surface temperature anomaly may also have forced a tropospheric ridge around the Ural Mountains, which projects onto the circulation anomalies associated with the WACE pattern. Meanwhile, the midlatitude sea surface temperature anomalies forced the warming of midlatitude Eurasia. In January 2021, neither the sea ice anomaly nor sea surface temperature anomaly can explain either of the high-latitude Eurasian cooling or the negative AO. Our results suggest that the WACE pattern was, at least partly, contributed to by the sea ice loss in December 2020, while the negative AO in January 2021 was likely due to unforced atmospheric variability.

4. Role of dynamic vegetation on warm climate in the last interglacial

The Last Interglacial (LIG, 130ka–116ka) was the warmest period in the most recent glacial-interglacial cycle. The strong summer solar irradiance in the northern hemisphere due to the difference in the Earth’s orbit during that period and that of the present day induces strong warming in the northern high latitudes such that there is a reduction in the mass and extension of

Greenland ice sheet. The LIG is also a noteworthy period for future climate warming projection and is deemed as one of the most important past periods in the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP), part of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP).

In the present study we carried out an LIG experiment [5] using the same version of the GCM (MIROC-ES2L [6]) whose results contributed to CMIP6 and were submitted to PMP4. We also examined LIG experiments using other versions of the MIROC family (MIROC4m [7], MIROC4m-LPJ [8]) which differ from MIROC-ES2L in the treatment of vegetation. All models show summer warming over northern high latitude land, reflecting the differences between the distributions of the LIG and present-day solar irradiance. Only MIROC4m-LPJ, which includes dynamical vegetation feedback from the change in vegetation distribution, shows annual mean warming signals at northern high latitudes, as indicated by proxy data (Fig. 2). To investigate the reason for this annual warming, we applied the feedback analysis method [9] modified from the earlier study [10] and obtained the monthly decomposed contribution of energy flux terms to the surface temperature change between 127k and PI in northern high latitude land and ocean. The result indicates that increased summer solar irradiance is absorbed as heat in the Arctic Ocean during summer and released to the atmosphere in autumn and winter which causes a larger warming during those last two seasons. This mechanism is amplified by vegetation change through snow albedo feedback in spring. These results indicate that vegetation feedback, including changes in vegetation distribution, is necessary to predict past warm climate and such results have implications for future climate simulations.

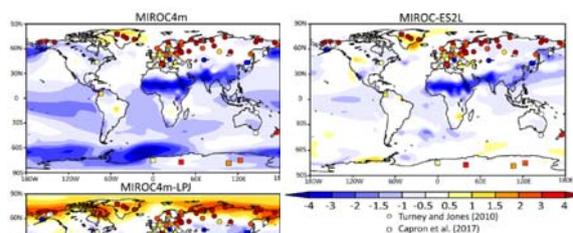


Figure 2: Annual surface air temperature change (K) between 127k and PI is compared with reconstruction by [11] and [12].

5. A tropospheric pathway of the stratospheric QBO in the Southern Hemisphere

We found a statistically significant relationship between the stratospheric quasi-biennial oscillation (QBO) [13] and Antarctic sea ice concentration (SIC) in austral winter. SIC differences between the easterly phase of the QBO (EQBO) and westerly phase of the QBO (WQBO) show positive anomalies of SIC in

the following regions: over the Ross Sea, Weddell Sea, and around 90°E (Fig. 3). This wave-3 pattern is clearly seen in June and July, and decays in August. The increased SIC regions correspond to anomalous offshore wind regions, and the reduced SIC regions correspond to onshore wind regions, indicating the atmospheric circulation anomaly produced the SIC anomaly. The atmospheric circulation anomaly is barotropic and closely related with the upper atmospheric flow. The upper circulation anomaly shows a stationary Rossby wave train propagating from Indian Ocean. We show the enhanced convection in the tropical Indian Ocean in EQBO can excite the Rossby wave train.

A linear baroclinic model (LBM [14]) and atmospheric general circulation model (AGCM for Earth Simulator version 4.2) are also used. They successfully simulated the observed circulation pattern as a response to QBO-related tropical convection. Hence, we summarize that the stratospheric QBO affects the tropical convection, and then generating the Rossby wave train which propagates into southern high latitude, and finally affecting Antarctic sea ice [15]. There exists a possibility to predict winter sea ice in one-year advance, because the QBO is a quasi-regular oscillation.

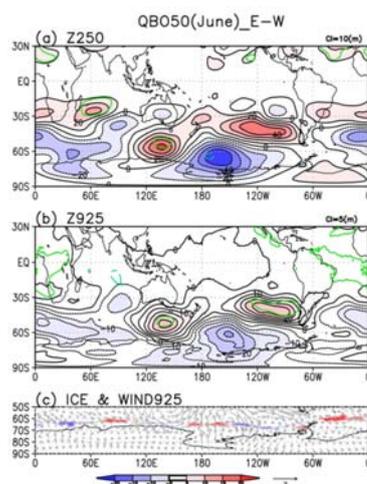


Figure 3: Geopotential height difference at (a) 250hPa and (b) 925hPa in June between EQBO years and WQBO years. Unit is gpm. Green (Blue-green) solid (dashed) line shows the area statistically significant at 95% confident level. (c) Sea ice concentration and wind at 925hPa differences in June between EQBO years and WQBO years.

Acknowledgement

This work was partially carried out within the Arctic Challenge for Sustainability (ArCS; JPMXD1300000000) and Arctic Challenge for Sustainability II (ArCS II; JPMXD1420318865) from the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology (MEXT), Japan. This work is partly supported by the Integrated Research Program for Advancing Climate Models (TOUGOU programme; JPMXD0717935715) from the MEXT, and KAKENHI (17H06104 from JSPS and 17H06323 from MEXT).

References

- [1] O'Neill, B. C., Tebaldi, C., van Vuuren, D. P., Eyring, V., Friedlingstein, P., Hurtt, G., Knutti, R., Kriegler, E., Lamarque, J.-F., Lowe, J., Meehl, G. A., Moss, R., Riahi, K., and Sanderson, B. M.: The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, 3461–3482, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-3461-2016>, (September 2016).
- [2] Tatebe, H., Ogura, T., Nitta, T., Komuro, Y., Ogochi, K., Takemura, T., Sudo, K., Sekiguchi, M., Abe, M., Saito, F., Chikira, M., Watanabe, S., Mori, M., Hirota, N., Kawatani, Y., Mochizuki, T., Yoshimura, K., Takata, K., O'ishi, R., Yamazaki, D., Suzuki, T., Kurogi, M., Kataoka, T., Watanabe, M., and Kimoto, M.: Description and basic evaluation of simulated mean state, internal variability, and climate sensitivity in MIROC6, *Geosci. Model Dev.*, 12, 2727–2765, (July 2019).
- [3] Mori, M., Watanabe, M., Shioyama, H., Inoue, J., Kimoto, M.: Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades, *Nature Geosci.*, 7, 869–873, (October 2014).
- [4] Thompson, D. W. J., and Wallace, J. M.: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, (May 1998).
- [5] Otto-Bliesner, B. L., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Capron, E., Carlson, A. E., Dutton, A., Fischer, H., Goelzer, H., Govin, A., Haywood, A., Joos, F., LeGrande, A. N., Lipscomb, W. H., Lohmann, G., Mahowald, N., Nehrbass-Ahles, C., Pausata, F. S. R., Peterschmitt, J.-Y., Phipps, S. J., Renssen, H., and Zhang, Q.: The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 2: Two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3979–4003, (November 2017).
- [6] Hajima, T., Watanabe, M., Yamamoto, A., Tatebe, H., Noguchi, M. A., Abe, M., Ohgaito, R., Ito, A., Yamazaki, D., Okajima, H., Ito, A., Takata, K., Ogochi, K., Watanabe, S., and Kawamiya, M.: Development of the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks, *Geosci. Model Dev.*, 13, 2197–2244, (May 2020).
- [7] Hasumi, H. and Emori, S.: K-1 Coupled GCM (MIROC) Description, k-1 Technical Report No. 1, Center for Climate System Research (CCSR, Univ. of Tokyo), National Institute for Environmental Studies (NIES), Frontier Research Center for Global Change (FRCGC), Tokyo, Japan, 2004.
- [8] O'ishi, R., Chan, W.-L., Abe-Ouchi, A., Sherriff-Tadano, S., Ohgaito, R., and Yoshimori, M.: PMIP4/CMIP6 last interglacial simulations using three different versions of MIROC: importance of vegetation, *Clim. Past*, 17, 21–36, (January 2021).
- [9] Lu, J. H. and Cai, M.: Seasonality of polar surface warming amplification in climate simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L16704, <https://doi.org/10.1029/2009gl040133>, (August 2009).
- [10] Yoshimori, M. and Suzuki, M.: The relevance of mid-Holocene Arctic warming to the future, *Clim. Past*, 15, 1375–

- 1394, <https://doi.org/10.5194/cp-15-1375-2019>, (August 2019).
- [11] Turney, C. S. M. and Jones, R. T.: Does the Agulhas Current amplify global temperatures during super-interglacials?, *J. Quat. Sci.*, 25, 839–843, (August 2010).
- [12] Capron, E., Govin, A., Feng, R., Otto-Bliesner, B., and Wolff, E.: Critical evaluation of climate syntheses to benchmark CMIP6/PMIP4 127 ka Last Interglacial simulations in the high-latitude regions, *Quat. Sci. Rev.*, 168, 137–150, (July 2017).
- [13] Holton, J. R. and Tan, H., -C.: The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200–2208, (October 1980).
- [14] Watanabe, M. and Kimoto, M.: Tropical-extratropical connection in the atmosphere-ocean variability, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2247–2250, (August 1999).
- [15] Yamazaki, K., and Nakamura, T.: The stratospheric QBO affects Antarctic sea ice through the tropical convection in early austral winter, *Polar Sci.*, in press.