

2018 年の北半球中緯度対流圏高温偏差

小林ちあき・石川一郎（気象研究所）

この研究成果は論文 Kobayashi and Ishikawa (2019)として発表したものである。

1. はじめに

2018 年の東日本の夏季平均気温は 1946 年の統計開始以降最高を記録した(気象庁, 2018)。このような猛暑をもたらした要因のひとつとして、北半球中緯度における東西平均対流圏気温偏差が高温であったことがあげられている（気象庁, 2018、Shimpo et al. 2019）。北半球中緯度域の世界各地でも熱波が報じられ、ヨーロッパや東アジア、米国南西部などでは記録的な高温となった(NOAA, 2018, JMA, 2019)。これらの極端イベントも、北半球中緯度で帯状平均対流圏気温偏差が高温であったことと関連している可能性がある。本研究ではこの北半球中緯度域の対流圏高温偏差に着目し、気象庁現業季節予測システムによりこの予測可能であったことを示し、感度実験を用いてこの高温偏差の形成と継続についての要因を考察した。

2. 利用データと予測実験の設定

実況解析に用いた大気データは、気象庁長期再解析データ JRA-55(Kobayashi et al., 2015)である。また、海面水温(SST)データは COBE-SST (Ishii et al., 2005)を、対流活動の指標は NOAA の外向き長波放射 (OLR)データ(Lee et al. 2018)をそれぞれ用いた。いずれも、1981-2010 年の月平均値からの平均偏差を用いて解析した。

一方、偏差場の形成と維持の要因を考察するため、気象庁現業季節予測で用いられている大気海洋結合モデル JMA/MRI-CPS2(Takaya et al., 2017)を用いて、2017 年 10 月 18 日、28 日を初期値とした 10 メンバの 13 か月ラン（1 初期日につき 5 メンバ）からなる再予報実験を行

った。SST 偏差が大気に与える影響を考察するため、この実験システムの結合モデル中で全海域の SST を気候値 SST に予測積分中ナッジングする実験 (GLBCST) と太平洋熱帯域だけを気候値 SST にナッジングする実験 (TPACCST) も行った。この論文では主に各実験（再予報、GLBCST、および TPACCST）のアンサンブル平均同士の差を結果として示す。

3. 2018 年の北半球中緯度域の高温偏差（実況）と予報モデルによる再予報実験

JRA-55 再解析と COBE-SST に基づいて、図 1 に、2017 年から 2018 年にかけての帯状平均 200hPa 高度場平均偏差時系列と NINO.3 海域 (5°S - 5°N , 150°W - 90°W)の海面水温(SST)偏差の時系列、2018 年夏季平均 (6-8 月) の 200hPa 高度場平均偏差分布と、海面水温平均偏差分布を示す。200hPa 高度場平均偏差は対流圏気温偏差を示す指標として用いている。

2018 年夏季の 200hPa 高度場は、北半球中緯度域で高温偏差となり、モンゴル付近やアラスカ湾付近、ラブラドル半島付近とスカンジナビア半島付近で特に偏差が大きかった (図 1c)。北半球中緯度帯状平均場の正偏差は 2017 年秋ごろから顕著にみられ 2018 年秋まで継続しており、2018 年夏は偏差が増大していた (図 1a)。

太平洋赤道域東部の海面水温は、2017 年秋から 2018 年春にかけて平年より低く、ラニーニャ現象が発生していた (図 1b)。その後、2018 年夏にはエルニーニョ・ラニーニャ現象の発生していない平常の状態となったが、太平洋熱帯域の北半球側では高温偏差、南半球側では低温偏差という南北反対称な偏差パターンを示していた (図 1d)。大西洋では北半球亜熱帯域で負偏差、中緯度域で正偏差、高緯度域で負偏差という 3 極

構造の偏差分布となった（図 1d）。

このような、北半球中緯度域の高温偏差の継続や 2018 年夏の偏差の強まりが、季節予報結合モデルによる予測で再現されるのか確認する。図 1e-h は、図 1a-d に対応する再予報実験の結果である。全海域で SST を気候値にナッジングした実験結果からの差を平年偏差の予報値として示している。200hPa 高度場は予報初期の 2017 年秋から北半球中緯度域の対流圏全体で高温偏差を予測しており、この高温偏差は 2018 年秋まで継続している（図 1e）。2018 年夏に偏差が増大する様子や（図 1e）、正偏差が大きい地域も実況の偏差場をよく再現しており（図 1g）、6 か月以上前の初期値からの予測にもかかわらず、中緯度高温偏差の継続と夏季の強化をよく予測できていたことがわかる。

一方、NINO.3 海域の海面水温偏差は、実験では 2017 年秋から 2018 年春にかけて低温偏差を予測しており（図 1f）、その後 2018 年夏に偏差は小さくなっており、2017-2018 年の NINO.3 海域の海面水温の推移を良く再現している。また、2018 年夏季の太平洋熱帯域の北半球側の高温偏差、南半球側の低温偏差も予測しており（図 1h）、リードタイムが 6 か月以上にも関わらず SST 偏差パターンをよく予測できている。北太平洋中緯度域の SST 高温偏差は、振幅は弱いものの予測できている。一方、大西洋では、中緯度域の高温偏差は実況をよく再現しているが、北半球亜熱帯域の低温偏差は予測できておらず、高緯度域の低温偏差も弱い。実況で見られた SST 偏差の 3 極構造は予測では不明瞭だった。

4. 考察

北半球中緯度域の大気の高温偏差の形成と継続の要因を考察する。帯状平均場ではあるが大気の偏差が 6 か月程度継続したという状況は、大気自身にそのメモリがあるとは考えにくく、海洋等の外部境界のメモリが介在して大気偏差場を持続させている可能性が高い。この事例で

は再予報実験が 2018 年の大気や海洋の状態を再現しているので、モデルで予測された SST 偏差分布が対流活動偏差を介して北半球中緯度高温偏差場の形成持続に影響している可能性がある。それを調べるため、実際の 2018 年の対流活動の状況とモデル予測の様子を確認する。

図 2 は、2018 年の OLR 偏差とその再予報実験結果である。2018 年夏季平均した実況の OLR は、北緯 15 度付近の北太平洋亜熱帯全域で対流活動活発偏差を示しており、特にフィリピン海付近で顕著だった（図 2a）。また、日付変更線付近の南緯 5 度を中心に対流活動が不活発であり、北緯 10 度付近を境に北側で活発、南側で不活発というパターンを示しており、帯状平均でもその特徴が見られた（図 2b）。この帯状平均した北緯 10 度を境にした活発不活発のパターンは、2017 年終わってから顕著であり、2018 年夏季まで継続して発生していた（図 2c）。また、これらの対流活動の偏差の特徴は、再予報実験でもほぼ同様に予測されていた。（図 2d,e,f）

5. まとめ

2018 年に多く発生した北半球中緯度域の猛暑、熱波に関連した大気循環場の偏差として、北半球中緯度域の対流圏高温偏差に着目し、その生成と継続の要因を調べた。2018 年夏は、北半球中緯度対流圏の帯状平均気温が高く、この北半球中緯度の高温偏差は 2017 年秋ごろから顕著になり、2018 年秋まで継続していた。帯状偏差場高温偏差の特徴は、気象庁現業季節予報モデルで予測されており、2018 年の夏季の特徴も予測されていた。また、高温偏差の継続と同じタイミングで北半球亜熱帯域の対流活動の活発な状態が継続しており、その特徴も季節予報モデルで予測されていた。北半球亜熱帯域の対流活動は北半球中緯度の気温偏差と各季節で関連が深いという統計関係が確認できており（図略）、この対流活動偏差の継続が北半球中緯度対流圏偏差継続の要因であった可能性があ

る。また、この予測システムを用い、太平洋熱帯域の SST 偏差の影響を感度実験によって調べた結果、北半球中緯度対流圏の正偏差の持続と北半球亜熱帯域の対流活動活発偏差の持続が見られた(図略)。このことから、太平洋熱帯域の海面水温偏差が結合モデルでよく予測できていたことが、北半球中緯度対流圏の帯状平均気温の予測の成功に寄与していた可能性が示唆された。

参考文献

- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the KOBE collection. *Int. J. Climatol.*, 25, 865–879, doi:10.1002/joc.1169.
- JMA, 2019: Annual Report on Global Extreme Climate Events. Tokyo Climate Center (Available online at https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/climate/annual/annual_2018e.html).
- 気象庁, 2018: 「平成30年7月豪雨」及び7月中旬以降の記録的な高温の特徴と要因について。平成30年8月10日報道発表資料,
- Kobayashi, C., and I. Ishikawa, 2019: Prolonged northern-mid-latitude tropospheric warming in 2018 well predicted by the JMA operational seasonal prediction system. *SOLA*, 15A, 31–36, doi:10.2151/sola.15A-006.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, 5–48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Lee, H.-T. and NOAA CDR Program, 2018: NOAA Climate Data Record (CDR) of Monthly Outgoing Longwave Radiation (OLR), Version 2.7., NOAA National Centers for Environmental Information (Available online at <https://doi.org/10.7289/V5W37TKD>).
- NOAA, 2018: State of the climate: Global climate report for July 2018. NOAA National Centers for Environmental Information (Available online at <https://ncdc.noaa.gov/sotc/global/201807>).
- Shimpo, A., K. Takemura, S. Wakamatsu, H. Togawa, Y. Mochizuki, M. Takekawa, S. Tanaka, K. Yamashita, S. Maeda, R. Kurora, H. Murai, N. Kitabatake, H. Tsuguti, H. Mukougawa, T. Iwasaki, R. Kawamura, M. Kimoto, I. Takayabu, Y. N. Takayabu, Y. Tanimoto, T. Hirooka, Y. Masumoto, M. Watanabe, K. Tsuboki, and H. Nakamura, 2019: Primary factors behind the heavy rain event of July 2018 and the subsequent heat wave in Japan. *SOLA*, 15A, 13–18.
- Takaya, Y., S. Hirahara, T. Yasuda, S. Matsueda, T. Toyoda, Y. Fujii, H. Sugimoto, C. Matsukawa, I. Ishikawa, H. Mori, R. Nagasawa, Y. Kubo, N. Adachi, G. Yamanaka, and T. Kuragano, 2018: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute-Coupled Prediction System version 2 (JMA/MRI-CPS2): Atmosphere-land-ocean-sea ice coupled prediction system for operational seasonal forecasting. *Climate Dyn.*, 50, 751–765, doi:10.1007/s00382-017-3638-5.

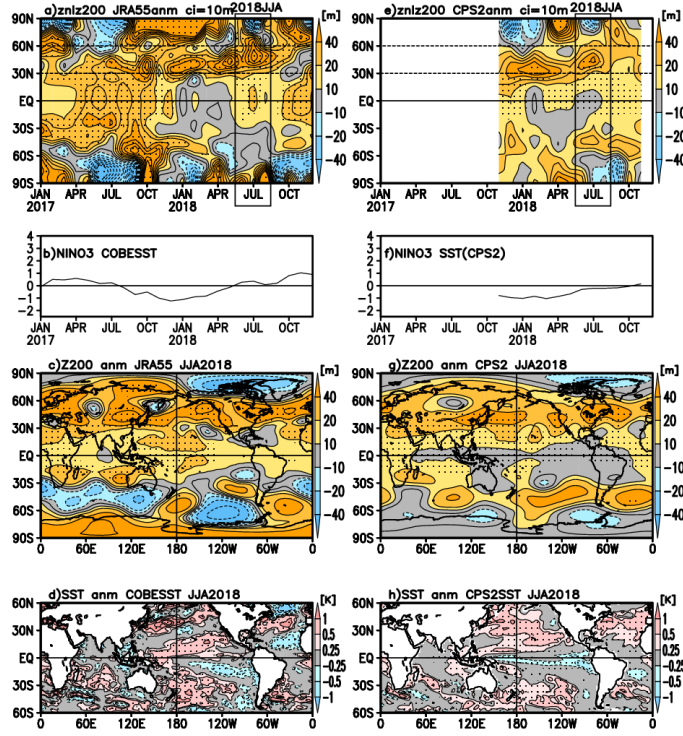


図1 a) 2017年から2018年にかけての帯状平均200hPa高度場年偏差時系列とb) NINO.3海域(5°S-5°N, 150°W-90°W)の海面水温(SST)偏差の時系列、c) 2018年夏季平均(6-8月)の200hPa高度場年偏差分布と、d)海面水温年偏差分布。e-h) a-d)と同じ。ただし再予報実験の結果であり、全海域のSSTを気候値SSTにナッジングして積分した実験(GLBCST)からの差を示している。200hPa高度場偏差は対流圏気温偏差を示す指標として用いた。

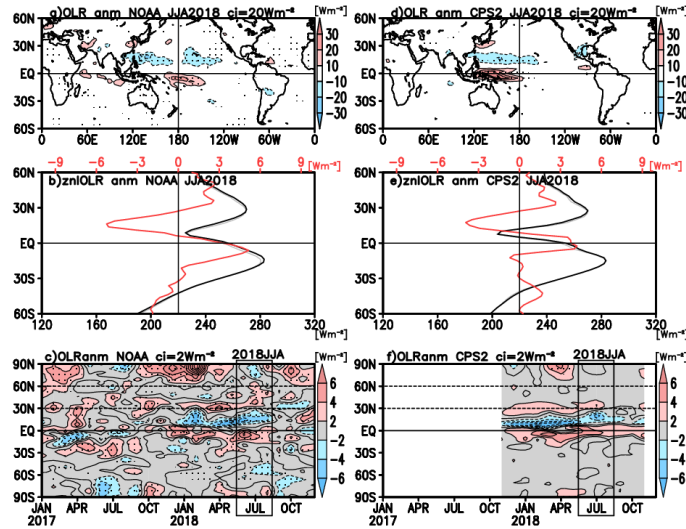


図2 a) 2018年夏季OLR年偏差、b) 帯状平均OLR(黒線)とその年偏差(赤線)、c) 2017年から2018年にかけての帯状平均OLR時系列。d-f) a-c)と同じ、ただし、再予報実験とGLBCST実験との差。