夏のインド洋熱帯域の海洋変動と関連する循環 場、日本の天候の特徴とそのメカニズム¹

3.1 はじめに

インド洋熱帯域の海面水温は、前章で述べたエル ニーニョ(ラニーニャ)現象が発生すると、太平洋赤道 域の海面水温に1季節程度遅れて高く(低く)なる傾 向が知られている(Weare 1979)。このため、エルニー ニョ・南方振動(ENSO)に加えて、インド洋熱帯域の 海面水温の変動もまた、日本付近を含む東アジア域 ~南アジア域における夏の天候に大きな影響を及ぼ すことが知られている(Huang and Wu 1989、Chang et al. 2000、Xie et al. 2009、Xie et al. 2016)。本章では、 夏のインド洋熱帯域における海面水温の変動に伴う 日本の天候への影響とメカニズムについて、統計解析 の結果に基づき調査した。なお、インド洋ダイポール モード現象と関連する循環場や日本の天候への影響 に関しては、第4章で詳しく述べる。

3.2 データと解析手法

解析に用いたデータや解析手法は、エルニーニョ・ ラニーニョ現象の統計資料と同じである。ただし、合成 図の作成に用いるインド洋熱帯域の高温・低温の発 生条件には、以下に示す気象庁での定義を用い、月 単位で判定を行った。

"インド洋熱帯域(IOBW:20°S-20°N、40°E-100°E) における海面水温の基準値²との差の5か月移動平均 値(その月および前後2か月を含めた5か月平均値) が、6か月以上続けて+0.15℃以上となった場合を高 温、-0.15℃以下となった場合を低温とする。"

3か月平均の統計解析では、その中心月における5 か月移動平均値で判定を行った。この定義に従って 算出したインド洋熱帯域の高温・低温の発生期間を 第 3.2-1 図に示す。また、インド洋熱帯域での高温が 期待されるエルニーニョ現象発生後もしくは発生期間 中の衰退年(1952, 1953, 1958, 1964, 1966, 1970, 1973, 1977, 1980, 1983, 1988, 1992, 1993, 1998, 2003, 2010, 2016, 2019 年の計 18 年;以下、ポストエルニー

1 竹村 和人

ニョ年)での合成図も参照した。ただし、OLR の合成 図は 1979 年以降で作成した。

なお、インド洋熱帯域の低温年やラニーニャ現象発 生後もしくは発生期間中の衰退年(ポストラニーニャ 年)には、インド洋熱帯域の高温年やポストエルニー ニョ年の特徴とは逆符号を持つ偏差となる傾向が部 分的に見られたが、その傾向は比較的不明瞭だった (図省略)。このため本節では、インド洋熱帯域の高温 年やポストエルニーニョ年の特徴に着目する。

3.3 結果

本節では、北半球夏を対象として、インド洋熱帯域 の高温時に現れやすい大気循環場や日本の天候の 特徴を示し、天候への影響のメカニズムについて議論 する。

3.3.1 海況、循環場の合成図の特徴とそのメカニズ ム

インド洋熱帯域の高温年やポストエルニーニョ年で 合成した夏平均の海面水温偏差は、インド洋北部を 中心に正偏差となっている(第3.3-1図(a)、第3.3-2図 (a))。ポストエルニーニョ年で合成した夏平均の OLR 偏差を見ると(第 3.3-2 図(b))、海面水温の正偏差に 対応してインド洋北部で対流活動が活発となり、対流 圏上層ではインド洋西部を中心に大規模な発散偏差 が分布している(同図(c))。一方、フィリピン付近~そ の東海上では対流活動が不活発となり(第 3.3-2 図 (b))、対流圏上層では大規模な収束偏差が見られる (同図(c))。この特徴については、インド洋熱帯域の高 温年での合成図でも確認できる(第3.3-1図(b)と(c))。 対流圏下層の東西風は、インド洋北東部~フィリピン 付近で東風偏差となり(第3.3-3図(b)、第3.3-4図(b))、 この領域での夏季アジアモンスーンに伴う西風が弱化 することを意味する。この特徴は、インド洋北部の活発 な対流活動(強化した対流・凝結加熱)が励起するケ ルビン波によって、太平洋西部の熱帯域からインド洋 に向かう東風偏差が強化され、フィリピン付近で対流 活動が抑制されるメカニズムを示した Xie et al. (2009)

² その年の 30 年前から前年までの 30 年間のトレンドか ら得られた値。

と整合的である。また、これらの循環場の特徴は、夏季インド洋-北西太平洋結合(IPOC)モード(例えば
Kosaka et al. 2013、Xie et al. 2016)とも対応している。

フィリピン付近での不活発な対流活動に関連して、 ユーラシア大陸南部~日本付近の対流圏上層では 広い範囲で低気圧性循環偏差となり(第 3.3-5 図(a)、 第3.3-6図(a))、チベット高気圧の張り出しが平年と比 べて弱いことや、亜熱帯ジェット気流の南偏傾向と対 応している(第 3.3-3 図(a)、第 3.3-4 図(a))。また、ポス トエルニーニョ年での合成図では、フィリピン付近での 不活発な対流活動に関連して、対流圏下層では北太 平洋西部の熱帯域で高気圧性循環偏差となる傾向 がより明瞭である。さらにこの高気圧性循環偏差は、 日本付近での相対的な低気圧性循環偏差及びオホ ーツク海付近の高気圧性循環偏差との三極構造を呈 している(第 3.3-6 図(b))。日本付近での対流圏下層 の低気圧性循環偏差は、インド洋熱帯域の高温年で の合成図にも見られる(第3.3-5図(b))。この南北方向 に並ぶ偏差の構造は、Hirota and Takahashi (2012)に よって提唱された夏季東アジア域における主要変動 モードや、太平洋・日本 (PJ) パターン (Nitta 1987、 Kosaka and Nakamura 2006)と対応している。これらの 特徴は、太平洋高気圧が日本の南海上で西へ強く張 り出し、本州付近への張り出しは弱いことを意味する。 また、オホーツク海付近の対流圏下層における高気 圧性循環偏差(第 3.3-6 図(b))は、オホーツク海高気 圧の出現と関連している可能性が考えられる。

3.3.2 日本の天候の特徴

インド洋熱帯域の海面水温が高い場合の夏の日本 の平均気温は、沖縄・奄美で並か高い傾向、西日本 で低い傾向がみられる(第 3.3-7 図(a))。また、夏後半 (7~9 月)の平均気温は、東日本で低く、北・西日本 では平年並か低い傾向がみられる(図省略)。これら の気温の傾向は、亜熱帯ジェット気流の南偏(第 3.3-3図(a)、第3.3-4図(a))のほか、太平洋高気圧が日本 の南海上で西へ強く張り出す一方、本州付近への張 り出しは弱いことと対応している(第 3.3-5 図(b)、第 3.3-6 図(b))。夏の降水量には有意な傾向がみられる 地域はないが(第3.3-7図(b))、日照時間は東日本太 平洋側で少なく、北・東日本日本海側で並か少ない 傾向があり、太平洋高気圧の本州付近への張り出し が弱いことと対応している(第 3.3-5 図(b)、第 3.3-6 図 (b))。このほか、前項で示唆したオホーツク海高気圧 の出現も、東日本太平洋側での日照時間が少ない傾 向に関連している可能性がある。

以上の結果を踏まえて、インド洋熱帯域の海面水 温の変動が日本の夏の天候に与える影響について、 ポストエルニーニョ年の特徴も踏まえながらまとめた模 式図を、第 3.3-8 図に示す。





第 3.2-1 図 (左)インド洋熱帯域の高温/低温の発生期間、(上)IOBWを含む海洋監視領域 (左)1947 年 1 月~2021 年 12 月の期間においてインド洋熱帯域の高温期間(月)を赤色で、 低温期間(月)を青色で塗色している。(上)IOBW の領域は 20°S-20°N、40°E-100°E。





(c) 200hPa 速度ポテンシャル







等値線は偏差で、(a)は 0.2℃間隔、(b)は 5W/m² 間隔、(c)は 0.2×10⁶m²/s。陰影は信頼度水準 90、95、99%で統計的に有 意な領域を示す(負の値:寒色、正の値:暖色)。



(c) 200hPa 速度ポテンシャル





第 3.3-3 図 夏平均のインド洋熱帯域の高温年で合成した東西風の偏差 (a)は 200hPa 東西風、(b)は 850hPa 東西風。等値線間隔は、(a)1m/s、(b)0.5m/s。



第 3.3-4 図 夏平均のポストエルニーニョ年で合成した東西風の偏差 (a)は 200hPa 東西風、(b)は 850hPa 東西風。等値線間隔は、(a)1m/s、(b)0.5m/s。



第3.3-2図 ポストエルニーニョ年で合成した、夏平均の(a)海 面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差 等値線は偏差で、(a)は 0.2℃間隔、(b)は 5W/m² 間隔、(c)は 0.2×10⁶m²/s。陰影は信頼度水準 90、95、99%で統計的に有 意な領域を示す(負の値:寒色、正の値:暖色)。





第 3.3-5 図 インド洋熱帯域の高温年で合成した、夏平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)850hPa 流線関数偏差 等値線間隔は、(a)は1×10⁶m²/s、(b)は 0.5×10⁶m²/s。



第 3.3-6 図 ポストエルニーニョ年で合成した、夏平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)850hPa 流線関数偏差 等値線間隔は、(a)は 1×10⁶m²/s、(b)は 0.5×10⁶m²/s。

(a) 平均気温(6~8月:夏)



(b) 降水量(6~8月:夏)



(c)日照時間(6~8月:夏)



第3.3-7 図 インド洋熱帯域の高温時における6~8月(夏)の日本の(左)平均気温、(中)降水量、(右)日照時間 棒グラフの数値は階級の出現率(%)を表す。二項検定において信頼度水準90%で統計的に有意である地域名には赤 い帯をかけ、その階級を黒い太枠で囲った。



第3.3-8 図 インド洋熱帯域の海面水温の変動に伴う北半球夏の大気循環場の変動における統計的な特徴 模式図は、インド洋熱帯域の高温時及びポストエルニーニョ年での大気循環場の合成図解析に基づき、日本の夏の天候への 影響に着目して作成した。

3.4 まとめ

インド洋熱帯域の海洋変動が北半球夏の日本の天 候に及ぼす影響とそのメカニズムについて、大気循環 場の合成図解析や先行研究の結果に基づき調べた。 また、インド洋熱帯域の海面水温は、ENSO に1季節 程度遅れて変動する特徴があることを踏まえ、ポストエ ルニーニョの合成図も参照した。合成図に見られた海 面水温や大気循環場の特徴より、インド洋北部を中 心とする海面水温偏差が、インド洋~太平洋西部に おける熱帯の対流活動の変化を介して、亜熱帯ジェッ ト気流の南北偏や北太平洋西部の熱帯域の大気循 環場に影響を及ぼし、それがさらにテレコネクションパ ターンを通して日本の天候に影響を及ぼすことが考え られた。これらの結果は、関連する先行研究と整合的 だった。

なお、前述のとおり、インド洋熱帯域の低温年やラ ニーニャ現象発生後もしくは発生期間中の衰退年(ポ ストラニーニャ年)には、上記の特徴とは逆符号を持 つ偏差となる傾向が部分的に見られたが、インド洋熱 帯域の高温時やポストエルニーニョ年に見られる特徴 と比べて傾向は不明瞭だった。このようなインド洋熱帯 域の高温年との非対称性とその要因については、今 後より詳細な解析が求められる。

参考文献

- Chang, C. P., Y. S. Zhang, and T. Li, 2000: Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge. J. Climate, 13, 4310–4325.
- Hirota, N., and M. Takahashi, 2012: A tripolar pattern as an internal mode of the East Asian summer monsoon. *Climate Dyn.*, **39**, 2219–2238.
- Huang, R. H., and Y. F. Wu, 1989: The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. Adv. Atmos. Sci., 6, 21–32.
- Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. Quart. J. R. Met. Soc., 132, 2009–2030.
- Kosaka, Y., S.-P. Xie, N.-C. Lau, and G. A. Vecchi, 2013: Origin of seasonal predictability for summer climate over the Northwestern Pacific. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, **110**, 7574–7579.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 373–390.
- Weare, B. C., 1979: A statistical study of the relationships between ocean surface temperatures and the Indian monsoon. J. Atmos. Sci., 36, 2279–2291.
- Xie, S. P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during summer following El Nino. J. Climate, 22, 730-747.
- Xie, S.-P., Y. Kosaka, Y. Du, K. Hu, J. S. Chowdary, and G. Huang, 2016: Indo-western Pacific ocean capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review. Adv. Atmos. Sci., 33, 411–432.