2015, 2016年における台風発生数の季節的な変調

植 田 宏 昭*1・釜 江 陽 一*2

1. はじめに

台風の年間発生数の平年値(1981~2010年)は25.5個であり、その年内の内訳は、上半期に4.1個、下半期に21.4個となっている(第1表).2015年、2016年における年間の台風発生数は、それぞれ27個、26個と総数は平年並であったが、両年の前半と後半の発生数には顕著な違いが見られた。2015年は1月から台風が発生し、上半期には平年に比べて約2倍強の9個が発生した。一方、2016年の上半期における台風の発生は0であった。

2016年の下半期に集中して発生した台風のうち、台風第7号、第9号、第10号、第11号は、8月中旬から下旬にかけて関東、東北、北海道地方に相次いで上陸し、これらの地域では局地的な大雨が発生した。北海道におけるジャガイモの不作によるポテトチップスの品薄(通称、ポテチショック)に見られるように、社会経済活動への影響は大きく、台風の発生数の変調を引き起こす要因の特定は、季節予報の社会実装の観点からも重要な課題である。そこで本稿では、2015年、2016年の台風発生数の季節的な変調について、エルニーニョ現象を起点とした太平洋とインド洋の海盆間相互作用の視点から分析を試みた。

2. データ

大気循環場と海面水温の解析には、気象庁55年長期 再解析データ JRA55 (Kobayashi *et al.* 2015) およ び COBE-SST (Ishii *et al.* 2005) を用いた。気候値 は JRA55, COBE-SST 共に1979年から2014年の値に 基づいている。台風の発生位置と経路は気象庁による台風経路図(https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/route-map/index.html 2018.9.15閲覧)を使用した。

3. 太平洋とインド洋の海盆間相互作用

エルニーニョ現象は北半球の春に発達を開始し、同年の冬に極大を迎え、翌年の春から夏にかけて徐々に衰退するという季節性を持つ。その一方で、エルニーニョ現象が終息した後の夏においても、日本の冷夏・多雨に代表されるように、西太平洋上の対流活動は冬から継続して抑制されている場合が多く、その理由については、西太平洋におけるローカルな大気海洋相互作用(西太平洋振動子;Wang et al. 2000)、及びインド洋からの遠隔影響の観点から多くの研究がなされてきた。後者については、「インド洋の蓄熱効果」としてXie et al. (2009, 2016)によって整理され、エルニーニョ現象後の東アジアの天候に大きな影響を持つメカニズムとして注目されている。本稿では、その要点を概説した後に、解析結果の検討を行う。

エルニーニョ現象の最盛期には、海洋大陸からインド洋東部にかけて対流活動が抑制されることにより、通常よりも多くの日射が海面に到達する(Klein *et al.* 1999)。さらに、東インド洋での下降気流の強化は、海面付近の高気圧性循環の強化を通して、南イン

第1表 2015年と2016年における台風の月別発生数。 平年値の算出期間は1981年〜2010年(気象庁 2018に基づく)。

月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
2015年	1	1	2	1	2	2	3	4	5	4	1	1	27
2016年	0	0	0	0	0	0	4	7	7	4	3	1	26
平年値	0.3	0.1	0.3	0.6	1.1	1.7	3.6	5.9	4.8	3.6	2.3	1.2	25.5

2018 年 11 月 31

^{*1 (}連絡責任著者) Hiroaki UEDA, 筑波大学生命環境 系. ueda.hiroaki.gm@u.tsukuba.ac.jp

^{*2} Youichi KAMAE, 筑波大学生命環境系。

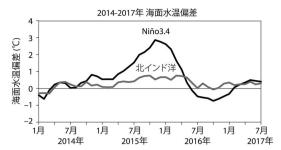
^{© 2018} 日本気象学会

ド洋において西に伝播する暖水ロスビー波を励起し、中央インド洋から西インド洋にかけての海面水温の上昇を引き起こす(Xie et al. 2002)。このようにインド洋の海水温は、熱力学・力学過程を通してエルニーニョ現象から約半年の遅れで昇温し、夏前に極大となる。インド洋の昇温は、直上の対流活動の活発化に起因する Matsuno-Gill 型の大気の熱源応答を引き起こし、その熱源の東側に位置するフィリピン東方海上では、ケルビン波応答に伴う高気圧性循環が強化される(e.g. Kosaka et al. 2013;Ueda et al. 2015)。このようなエルニーニョ現象の衰退期に見られる西太平洋上での対流活動の抑制は、台風の発生数の減少という形でも確認されている(Du et al. 2011;Takaya et al. 2017)。

近年, Ueda et al. (2018, 以下「UMK18」と記 す)は、地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予 測データベース (d4PDF; database for Policy Decision making for Future climate change; Mizuta et al. 2017) に基づき1987/88年, 1997/98年, 2009/10年 の台風発生数の季節的な変調とその要因を調査した。 d4PDF は観測された海面水温と放射強制力を、気象 研究所の高解像度大気大循環モデル(約60 km 格子) に与えて積分した出力結果である。このデータセット は100メンバーのアンサンブル過去実験(1951~2010 年)が利用可能であることから,発生数の低い台風等 の極端現象の統計的評価に効果的である。UMK18 は、エルニーニョ現象の衰退期である春から夏の前半 にかけての台風発生数が、インド洋の全域昇温に伴う 西太平洋上での下降気流の強化を介して, 平年に比べ て有意に減少することを示した。 更に、インド洋の昇 温が終焉する夏の後半以降になると、前述のインド洋 からの遠隔強制が弱化することにより、南シナ海を中 心として台風発生数が増加に転じることも確認してい る.

4. 2015, 2016年の環境場と台風発生数

第1図にエルニーニョ現象の時間発展とインド洋の海面水温偏差の時系列を示す。2014年の夏に始まったエルニーニョ現象は、同年の冬には極大とはならず、翌年以降も引き続き発達を続け、2015年11月から12月頃に最盛期を迎え、2016年の春に終息している。この2014-16年エルニーニョ現象の発生期間は1949年の統計開始以降で最長となり、振幅も1997/98年と1982/83年のエルニーニョ現象に次ぐ歴代三番目の記録となっ



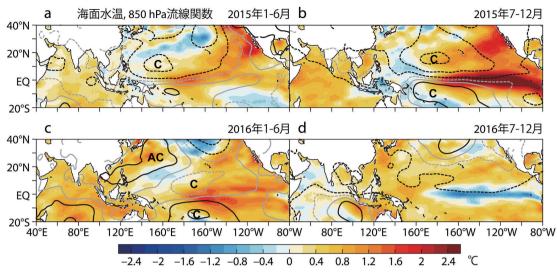
第1図 2014年1月から2017年7月にかけての Nino3.4インデックス(°C)と北インド洋 (40-100E,5-25N)海面水温偏差(°C)。 それぞれ,1979-2014年気候値からのずれ で示す。

た (気象庁 2016). 北インド洋の海面水温は,2015年の秋から正の偏差を示し,2015年11~12月のエルニーニョ現象のピーク後も高止まりを続け,2016年の5月頃から低下に転じ,2016年の6月には水温偏差が消滅した。このような、インド洋の海面水温偏差の時間発展は、「インド洋の蓄熱効果(Xie et al. 2009)」の典型的な季節推移と考えられる。

第2図に海面水温と大気循環場の偏差について,2015年1月から2016年12月を半年ごとに区切って期間平均した空間分布を示す。エルニーニョ現象の発達期である2015年の上半期(第1図a)では,日付変更線付近に海面水温の正偏差の極大があり,この水温偏差は赤道付近を中心にして東太平洋にかけて広く分布している。同時期の西太平洋上の北緯10度付近に確認される低気圧性偏差は,前述の熱帯中央太平洋の暖水偏差に起因した Matsuno-Gill 型のロスビー波応答と考えられ,第1表に示した台風の発生数の増加とも整合的である。

エルニーニョ現象の極大期である2015年の下半期になると、昇温のピークは東太平洋に移動するとともにその振幅を増し、日付変更線付近では赤道対称のロスビー応答(低気圧性の循環偏差)が見られる。一方、この期間の日付変更線以西の海面水温は、エルニーニョ現象への遷移に伴って正から負偏差に転じており、前述の台風発生数の減少とも矛盾しない。2015年の前半から正の偏差を示していたインド洋の海面水温は、同年の後半にさらに昇温している。

2016年の上半期は、エルニーニョ現象の急速な衰退期に相当するが、インド洋の水温は引き続き正偏差を保っている。興味深いことに、フィリピン東方海上から日本の南にかけての海面水温偏差は正であるにもか



第2図 2015年から2016年にかけての6か月ごとの海面水温偏差(°C;陰影)と850 hPa 面流線関数偏差(等値線). 実線は正,破線は負,灰色線は±0.5×10⁶m² s⁻¹, 黒線は±1.5,3.5×10⁶m² s⁻¹を示す。(a) 2015年1-6月,(b) 7-12月,(c) 2016年1-6月,(d) 7-12月平均。C(AC)は低(高)気圧性循環偏差を示す。

かわらず、この海域における大気循環は顕著な高気圧性偏差となっている。このことは、エルニーニョ現象の衰退期における大気循環は、西部北太平洋の局所的な水温偏差よりもインド洋の昇温に伴う遠隔影響が大きいことを示すもので、2016年の上半期に台風が一つも発生しなかったこととも矛盾しない。なお、前述の北西太平洋上の高気圧性偏差と、その南東方向に位置する15°N、155°E付近の海面水温の低温偏差との空間的な位相差は、西太平洋振動子を説明する際に用いられる大気の冷源応答(Matsuno-Gill 応答の逆符号)としても解釈できる。

2016年の下半期は、海面水温偏差の時系列でも確認されるように、ラニーニャ現象の発現が認められ、中央太平洋から東太平洋にかけて赤道域を中心に負の海面水温偏差となっている。この時期の西太平洋は全域に渡って暖水偏差と低気圧性の循環偏差に覆われており、台風の発生数がこの期間に集中して増加していることと整合している。なお、インド洋の海面水温は低下傾向を示し、部分的に負偏差も出現している。

第3図は、2015年と2016年における台風の発生位置および経路を示したものである。2015年の上半期には、1月から台風が140°Eから日付変更線の間で次々と発生しており、早くも台風第6号が5月の上旬に日本列島に接近していた。これらの台風の多くは、エルニーニョ現象の発達期に見られる中央太平洋の水温上

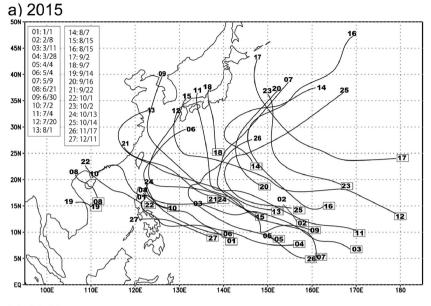
昇と密接に関係していたと考えられ、年間を通して見ても2015年の発生場所は2016年に比べて全体として東にシフトしている。これらの結果は、エルニーニョ現象に伴って台風の発生位置が南東方向にシフトするとする既往研究(Wang and Chan 2002; Kim et al. 2011)とも合致している。

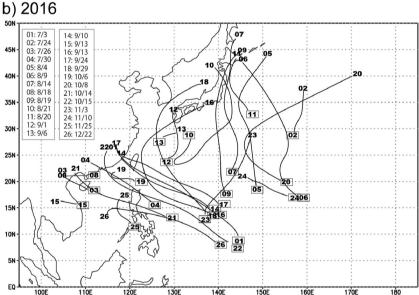
第1表で確認したように、2016年の台風は下半期に集中して発生している。その発生場所は、インド洋からの遠隔強制が顕著に見られる南シナ海から150°Eの間に集中している。2016年の後半は、インド洋の降温に伴う遠隔強制の減衰とラニーニャ現象への遷移に関係した局所的な水温上昇が生じていた。換言すれば、フィリピン周辺における2016年後半の台風発生数の増大は、インド洋と西太平洋の相乗効果(UMK18)によって引き起こされたと考えられる。

5. まとめ

2015年,2016年の台風発生数は、エルニーニョ現象とそれに付随して半年の時間差を伴って極大を迎えるインド洋の全域昇温の影響を受けて、顕著な季節的な変調が生じていた。2015年はエルニーニョ現象が発生・発達した年であり、台風の発生域は全体として東にシフトしていた。とりわけ、2015年の上半期には、中央太平洋の水温上昇と関係して熱帯西太平洋上では140°Eから日付変更線にかけて台風が次々と発生して

2018年11月





第3図 台風の発生位置と経路図.数字は台風番号(発生日は各図の左上参照). □は発生地点を示す.(a)2015年,(b)2016年.

いた。2016年はエルニーニョ現象が春に衰退していたが、インド洋の昇温が夏の前半まで続いていた。このため、西部北太平洋上における高気圧性循環が夏の前半まで継続的に強化され、結果として2016年の上半期には台風が一つも発生しなかったと考えられる。これに対して、2016年後半の熱帯西太平洋では、ラニーニャ現象への遷移に伴う海面水温の上昇に加えて、イ

ンド洋の海面水温の低下に関係した遠隔強制の弱化が 生じていたことにより、台風が2016年の後半に集中し て発生・発達したと考えられる。

遅延振動子(Schopf and Suarez 1988)や充填・再充填振動子(Jin 1997)などは、太平洋における大気海洋結合系の観点からエルニーニョ現象のライフサイクルを説明するものであるが、依然としてそれらを起

動する太平洋域外での要因(トリガー)については不明な点が多く残されている。近年では、大西洋の昇温がモンスーンの変調を介してインド洋の昇温を引き起こすことが指摘されるなど(Li et al. 2016)、全球スケールでの海盆間相互作用が注目されている。以上のような研究の進展は、台風の発生数を検討する際に、局所的な水温偏差だけではなく、遠隔強制に伴う大気循環場の変化を十分に考慮する必要性を示唆している。

参考文献

- Du, Y., L. Yang and S.-P. Xie, 2011: Tropical Indian Ocean influence on Northwest Pacific tropical cyclones in summer following strong El Niño. J. Climate, 24, 315-322.
- 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.
- Jin, F.-F., 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. J. Atmos. Sci., 54, 811–829.
- Kim, H.-M., P. J. Webster and J. A. Curry, 2011: Modulation of North Pacific tropical cyclone activity by three phases of ENSO. J. Climate, 24, 1839–1849.
- 気象庁, 2016: 2015年 (平成27年) の台風について. https://www.jma.go.jp/jma/press/1512/21e/ typhoon2015_kakutei.pdf (2018.8.28閲覧)
- 気象庁,2018:台風の発生数。https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/generation/generation.html (2018.7.31閲覧)。
- Klein, S. A., B. J. Soden and N.-C. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. J. Climate, 12, 917-932.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, 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.
- Kosaka, Y., S.-P. Xie, N.-C. Lau and G. A. Vecchi, 2013: Origin of seasonal predictability for summer climate over the Northwestern Pacific. Proc. Natl. Acad. Sci.

- USA, 110, 7574-7579.
- Li, X.; S.-P. Xie, S. T. Gille and C. Yoo, 2016: Atlantic-induced pan-tropical climate change over the past three decades. Nature Clim. Change, 6, 275–279.
- Mizuta, R. *et al.*, 2017: Over 5,000 years of ensemble future climate simulations by 60-km global and 20-km regional atmospheric models. Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 1383-1398.
- Schopf, P. S. and M. J. Suarez, 1988: Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. J. Atmos. Sci., 45, 549-566.
- Takaya, Y., Y. Kubo, S. Maeda and S. Hirahara, 2017: Prediction and attribution of quiescent tropical cyclone activity in the early summer of 2016: Case study of lingering effects by preceding strong El Niño events. Atmos. Sci. Lett., 18, 330–335.
- Ueda, H., Y. Kamae, M. Hayasaki, A. Kitoh, S. Watanabe, Y. Miki and A. Kumai, 2015: Combined effects of recent Pacific cooling and Indian Ocean warming on the Asian monsoon. Nature Comm., 6, 8854, doi:10.1038/ncomms9854.
- Ueda, H., K. Miwa and Y. Kamae, 2018: Seasonal modulation of tropical cyclone occurrence associated with coherent Indo-Pacific variability during decaying phase of El Niño. J. Meteor. Soc. Japan. 96, 381-390.
- Wang, B., R. Wu and X. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? J. Climate, 13, 1517-1536.
- Wang, B. and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. J. Climate, 15, 1643-1658.
- Xie, S.-P., H. Annamalai, F. A. Schott and J. P. McCreary Jr., 2002: Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability. J. Climate, 15, 864-878.
- 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 the summer following El Niño. 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.

2018年11月 35