

4 インド洋ダイポールモード現象と関連する循環場、日本の天候の特徴とそのメカニズム¹

4.1 はじめに

インド洋固有の大気海洋結合変動モードとして、インド洋ダイポールモード(IOD: Indian Ocean Dipole mode)現象(Saji et al. 1999)が広く知られている。北半球の夏から秋(6~11月)に、平常時と比較した海面水温(SST: Sea Surface Temperature)・積雲対流活動が、インド洋熱帯域南東部で低温・不活発、西部で高温・活発というように、東西二極(第 4.1-1 図(a)の EIN と WIN 付近)の偏差パターンを呈する場合を正の IOD 現象、その逆の場合を負の IOD 現象と呼ぶ。Saji et al.(1999)による IOD 現象の提唱以前は、インド洋はエルニーニョ・南方振動(ENSO; El Niño-Southern Oscillation)に対し受動的に変動するという認識が一般的であったが、彼らの研究グループは 1994 年の東アジアの猛暑を契機に調査を進める中で、IOD 現象というインド洋固有の大気海洋結合変動モードを発見するに至った(Yamagata et al. 2003)。

IOD 現象は世界各地の天候に影響を及ぼす(Saji et al 1999; Ashok et al. 2001, 2004, 2007; Saji and Yamagata 2003; Behera et al. 2005; Cai et al. 2011)。例えば、正の IOD 現象は東アフリカの多雨、インドネシアの少雨をもたらす(Saji et al 1999)。オーストラリアでは、正の IOD 現象時には遠隔影響を通じて少雨になる傾向がある(Ashok et al. 2007; Cai et al. 2011)。IOD 現象の影響は東アジアにも及び、日本の季節予報にとっても重要な現象である(吉川と西村 2020)。例えば、前述の 1994 年の東アジアの猛暑には正の IOD 現象が影響した(Guan and Yamagata 2003)。さらに正の IOD 現象は盛夏期から初秋にかけて北・東・西日本で高温傾向、すなわち夏から秋にかけての季節進行が遅く残暑が厳しい傾向をもたらす(Takemura and Shimpo 2019)ことが知られており、気象庁でも IOD 現象と日本の天候との関連について調査を行ってきた(若松ほか 2020)。

この度、第 1 章のエルニーニョ・ラニーニャ現象と日本の天候との関連の調査と同様、IOD 現象について

も、気象庁第 3 次長期再解析(JRA-3Q; Kosaka et al. 2024)を用いて、改めて統計資料に基づく調査を行った。なお、IOD 現象による日本の天候への影響とそのメカニズムについて、統計解析の資料で説明することが困難である部分については、先行研究の結果も援用した。

4.2 データと解析手法

解析に用いたデータ、統計期間及び解析手法は、エルニーニョ・ラニーニョ現象に関する統計調査(第 1 章)と同様である。ただし、以下に示すとおり、気象庁による IOD 現象の定義(吉川と西村 2020)を用いて月単位でイベント判定を行い、ENSO の影響を可能な限り除くため“ピュア IOD 現象”(Saji and Yamagata 2003)の合成図を作成した。

定義 「ダイポールモード指数(DMI: Dipole Mode Index)の3か月移動平均値が6~11月の間で3か月以上続けて $+0.4^{\circ}\text{C}$ 以上(-0.4°C 以下)となった場合を正(負)のIOD現象とし、さらにそれぞれエルニーニョ(ラニーニャ)現象と同時発生でないIOD現象を“ピュア IOD 現象”とする。ただし、ラニーニャ現象と同時発生した正のIOD現象は正のピュア IOD 現象、エルニーニョ現象と同時に発生した負のIOD現象は負のピュア IOD 現象として分類される。ここで DMI は、インド洋熱帯域西部(WIN; 第 4.1-1 図(a)の赤枠で囲った領域 東経 50~70 度、南緯 10 度~北緯 10 度)において領域平均した SST の基準値²との差から、南東部(EIN; 第 4.1-1 図(a)の青枠で囲った領域 東経 90~110 度、南緯 10 度~赤道)において領域平均した SST の基準値²との差を引いた値である。」

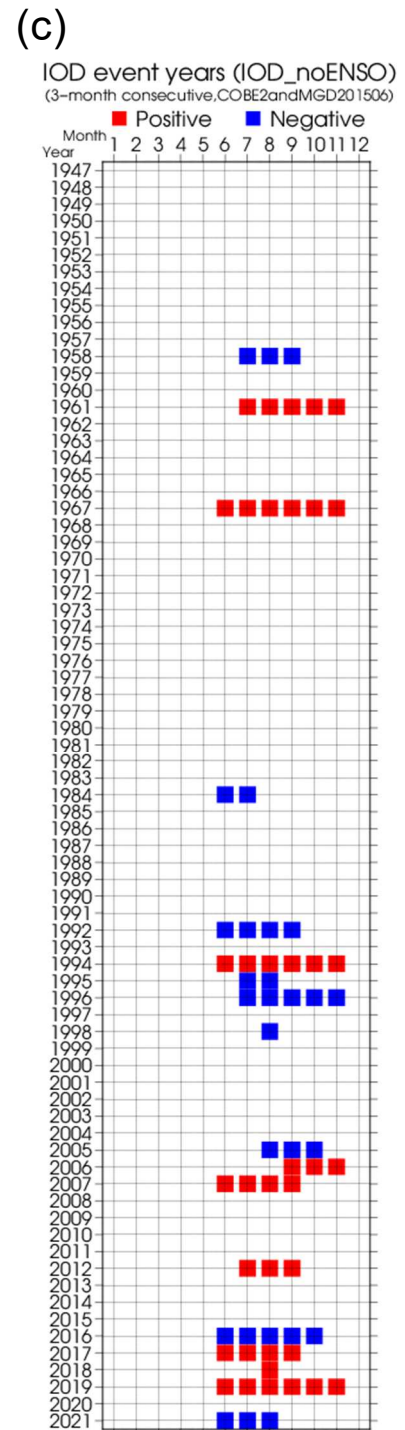
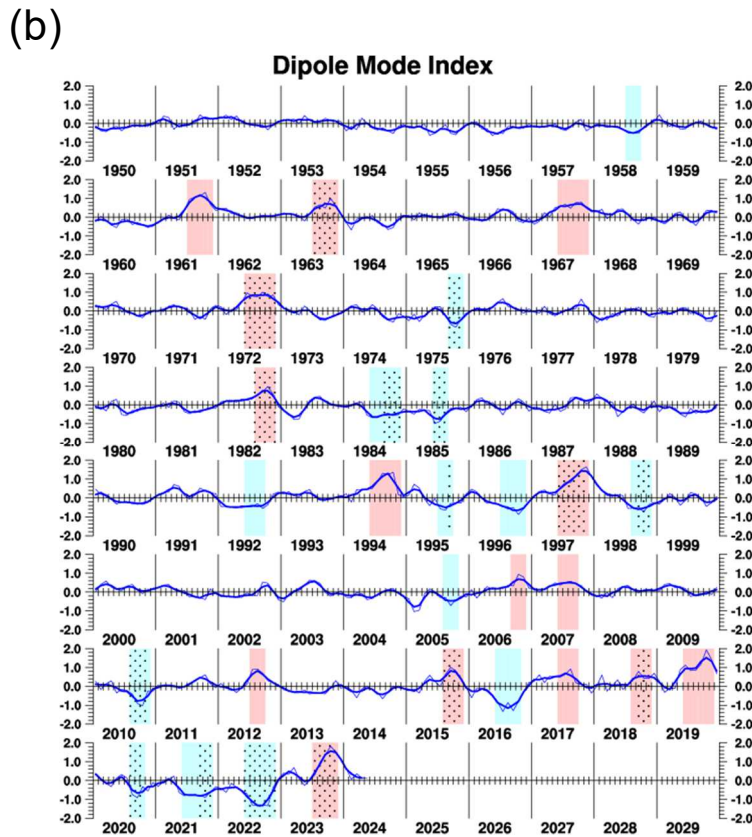
この IOD 現象の判定(第 4.1-1 図(b))と第 1 章で判定したエルニーニョ・ラニーニョ現象から、第 4.1-1 図(c)のとおりピュア IOD 現象を判定した。これを基に、3 か月平均場の合成図を、中心月でイベントが発生している場合に抽出して作成した。

¹ 佐藤 大卓

² その年の 30 年前から前年までの 30 年間のトレンドを 1 年延長して得られた値。

また、日本の天候（3 か月平均気温、降水量及び日照時間）と IOD 現象の統計的關係は、気象庁ホームページ「インド洋ダイポールモード現象発生時の日本の天候の統計的な特徴」（気象庁 2023）を参照した。

なお、統計解析による結果は IOD 現象が発生したときに統計的に現れやすい特徴であり、それは IOD 現象を要因とするメカニズムを必ずしも裏づけるわけではないことには留意が必要である。



第 4.1-1 図 (a)DMI の算出に用いる領域、(b)DMI の時系列、(c)ピュア IOD 現象の発生期間

(a) DMI 算出に用いる領域 WIN (東経 50~70 度、南緯 10 度~北緯 10 度) と EIN (東経 90~110 度、南緯 10 度~赤道) を示す。(b) 折れ線は月平均値、太線は 3 か月移動平均値を表す。赤 (青) 色の陰影が正 (負) の IOD 現象の期間を示す。エルニーニョ現象 (ラニーニャ現象) と同時に発生していた正 (負) の IOD 現象の発生期間には、陰影に加えハッチを施している。(c) 1947 年 1 月~2021 年 12 月の期間において正のピュア IOD 現象が発生した期間を赤色で、負のピュア IOD 現象が発生した期間を青色で塗色している。

4.3 結果

本節では、IOD 現象が発達し、日本の天候への影響が明瞭に現れる盛夏期～初秋(7～9 月)の平均場を対象として、正のピュア IOD 現象発生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。本調査の統計期間中、正のピュア IOD 現象は8事例(1961 年、1967 年、1994 年、2007 年、2012 年、2017 年、2018 年、2019 年)あり、これにはラニーニャ現象と共存した事例(1967 年、2007 年)を含む。負のピュア IOD 現象については、正のピュア IOD 現象に比べて日本の天候への影響は不明瞭である(気象庁 2023)ため割愛する。

4.3.1 海況、循環場の合成図の特徴とそのメカニズム

正のピュア IOD 現象発生年で合成した 7～9 月平均の SST 偏差は、インド洋熱帯域の南東部を中心に負偏差、インド洋熱帯域西部で正偏差となっている(第 4.3-1 図(a))。インド洋熱帯域南東部では SST 負偏差に対応して積雲対流活動が平年に比べ抑制されて(第 4.3-1 図(b))おり、対流圏上層では収束偏差が見られる(第 4.3-1 図(c))。一方、インド洋熱帯域西部では SST 正偏差に対応して、積雲対流活動が強化される傾向が僅かに認められる(第 4.3-1 図(b))。統計的に有意な偏差はごく狭い領域に限られているが、6～8 月や 8～10 月平均(いずれも図省略)では OLR の負偏差はインド洋熱帯域西部のより広い範囲で見られる。更に、フィリピンの東でも積雲対流活動が活発となり(第 4.3-1 図(b))、北西太平洋熱帯域で対流圏上層の大規模発散偏差(第 4.3-1 図(c))が明瞭に見られる。この他、インド北西部付近でも積雲対流活動が強化される傾向があり(第 4.3-1 図(b))、これは Ashok et al. (2004) が示した正のピュア IOD 現象に伴うインド北部の多雨偏差と整合的である。

対流圏上層では、日本を含む東アジアの広い範囲で、亜熱帯ジェット気流が平年に比べて北偏し(第 4.3-2 図(a))、高気圧性循環偏差が明瞭となっている(第 4.3-3 図(a))ように、チベット高気圧の北東への張り出しが強い特徴が明瞭に見られる。これに対応して 850hPa 気温は東アジアで全体的に正偏差となってい

る(第 4.3-3 図(b))。この亜熱帯ジェット気流北偏の成因について、Takemura and Shimpō (2019) は、フィリピンの東の対流活動強化に伴う上層の発散風偏差が、気候平均場の亜熱帯ジェット気流を横切る際に負の渦度移流をもたらすためであることを示した。本合成図で見られる亜熱帯ジェット気流の北偏も同様のプロセスが働いていると解釈できる。

対流圏下層では、北インド洋～フィリピンの東で西風偏差が明瞭である(第 4.3-2 図(b))。これは、インド洋南東部での対流抑制偏差に対するロスビー応答(Matsuno 1966)によるものと考えられる。北インド洋の西風偏差は下層のモンスーン西風の強化を意味し、インド北西部付近の対流活動強化にも関連しているとみられる。さらにモンスーン西風の下流にあたる北西太平洋熱帯域においては、850hPa 流線関数(第 4.3-3 図(c))では統計的に有意な偏差は見られないが、海面気圧(第 4.3-3 図(d))には有意な負偏差が見られ、モンスーントラフが深まることを示唆している。これらのことは、インド洋北部からフィリピン付近へのモンスーン西風が強化され、それと太平洋高気圧の南縁を吹く貿易風がフィリピンの東で収束することで、積雲対流活動が活発化することを示している(Takemura and Shimpō 2019)。この時期にフィリピンの東で積雲対流活動が活発化すると、太平洋－日本(Pacific-Japan; PJ)パターン(Nitta 1987; Kosaka and Nakamura 2006)の発現によって下層の太平洋高気圧が日本付近へ張り出すことが期待される。先行研究(Guan and Yamagata 2003; Takemura and Shimpō 2019)でも正の IOD 現象発生時に PJ パターンに類似した特徴が見られることを指摘している。850hPa 流線関数及び海面気圧の合成図(第 4.3-3 図(c), (d))では日本付近に有意な偏差は見られないが、日本付近～その東海上は、フィリピンの東及び東シベリアの統計的に有意な海面気圧の負偏差との間に位置して気圧の尾根となっており(第 4.3-3 図(d))、850hPa 東西風(第 4.3-2 図(b))からも日本付近で時計回りの循環偏差の強化が僅かに認められ、これらは先行研究と整合的である。

以上のように、正の IOD 現象の日本の天候への影響について、インド洋から太平洋西部へのモンスーン西風の強化とフィリピンの東の対流活動強化を介した

亜熱帯ジェット気流の北偏というプロセスが考えられるが、先行研究ではこの他に亜熱帯ジェット気流沿いのロスビー波束の伝播を介した影響 (Guan and Yamagata 2003) も指摘されている。Guan and Yamagata (2003) は、1994 年夏 (6~8 月) の事例解析から、正の IOD 現象に伴うインド・ベンガル湾付近の対流活動の活発化が、大気のロスビー応答 (Matsuno 1966) として地中海・サハラ砂漠付近で高気圧及び下降流の強化を生み (モンスーン・砂漠メカニズム; Rodwell and Hoskins 1996)、更にそうした循環偏差から亜熱帯ジェット気流に沿ってロスビー波が東方へ伝播して (シルクロードパターン; Enomoto et al. 2003)、東アジアの上層高気圧を強めるというプロセスを提示した。実際、本調査の 7~9 月の合成図では、インド北西部付近で対流活動が強化されるとともに (第 4.3-1 図(b))、地中海付近~ヨーロッパ東部で対流圏上層の高気圧の強化、加えて統計的有意性が低い部分があるもののユーラシア大陸上で波列状の偏差パターンが見られる (第 4.3-3 図(a))。Guan and Yamagata (2003) の事例解析とは地理的位相が少々異なるものの、合成図に現れている東アジアの上層高気圧性循環偏差

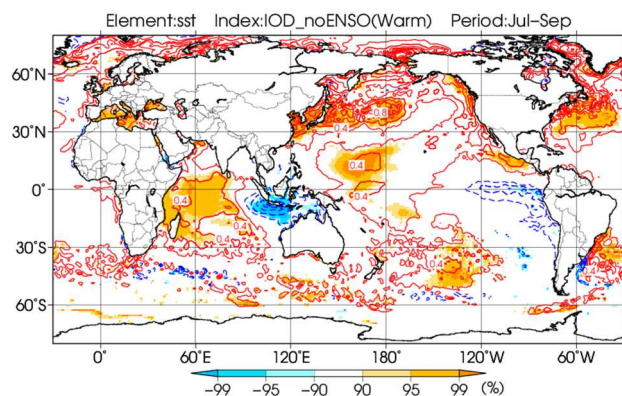
には、インド北西部付近での対流活動強化から、地中海付近の循環偏差を経由したロスビー波束の伝播も寄与していることが示唆される。

4.3.2 日本の天候の特徴

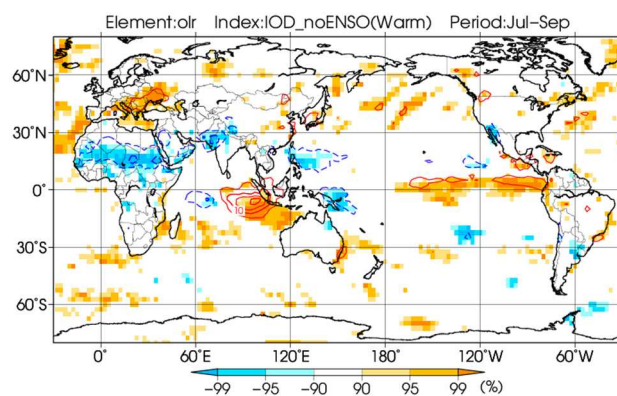
正のピュア IOD 現象発生時の 7~9 月の平均気温は、東日本と西日本で高い傾向、北日本で並か高い傾向がみられる (第 4.3-4 図(a))。また、東日本太平洋側で降水量が少なく、沖縄・奄美で多い傾向 (第 4.3-4 図(b))、北・西日本の日本海側で日照時間が多い傾向がある (第 4.3-4 図(c))。このような、盛夏期から初秋にかけて季節進行が遅く残暑が厳しい傾向は、大気循環場の特徴にみられる亜熱帯ジェット気流の北偏すなわちチベット高気圧の北東への張り出しが強いこと (第 4.3-2 図(a)) と対応しており、沖縄・奄美で降水量が多い傾向はモンスーントラフが深まる傾向と対応している。

以上の結果を踏まえて、正のピュア IOD 現象が日本の盛夏期~初秋の天候に与える影響についてまとめた模式図を第 4.3-5 図に示す。

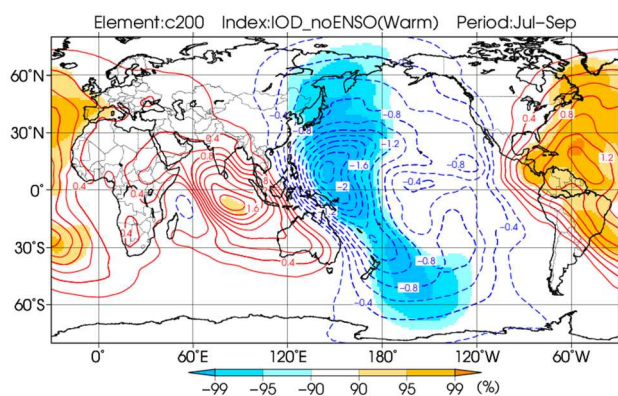
(a) SST



(b) OLR

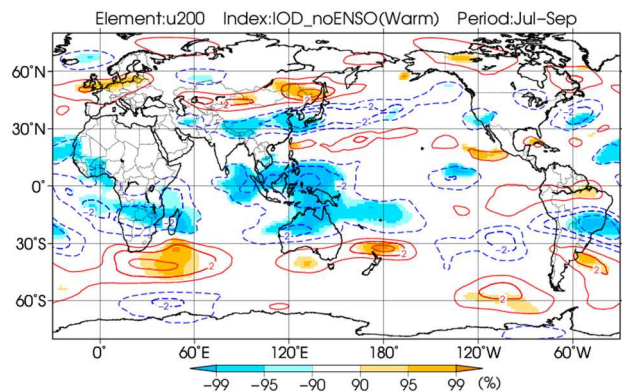


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

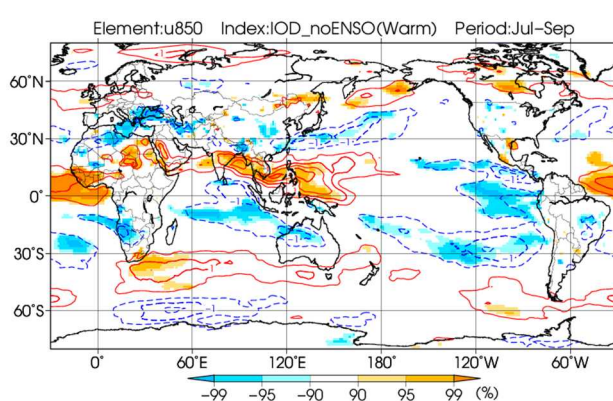


第 4.3-1 図 正のピュア IOD 現象発生時の 7～9 月平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は $5\text{W}/\text{m}^2$ 間隔、(c)は $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は信頼度水準 90、95、99%で統計的に有意な領域を示す(負の値:寒色、正の値:暖色)。

(a) 200hPa 東西風



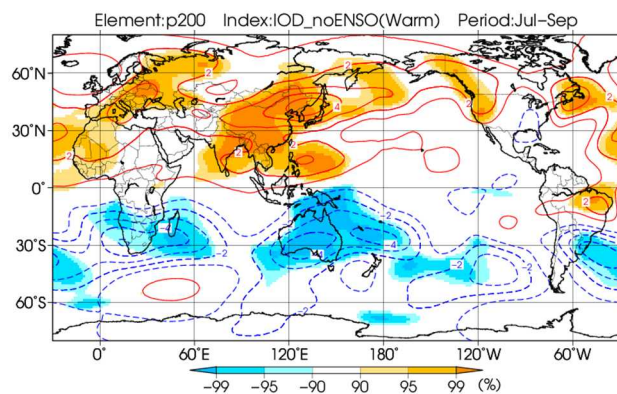
(b) 850hPa 東西風



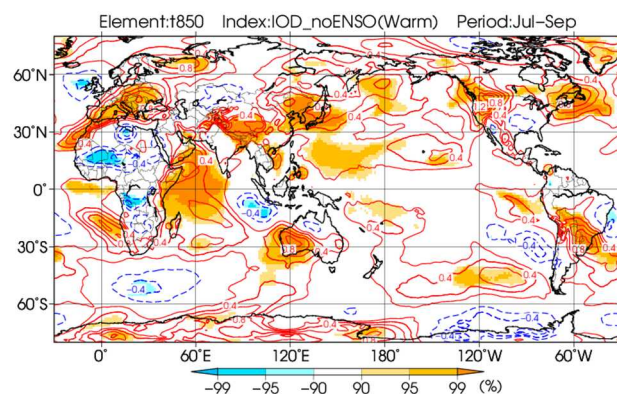
第 4.3-2 図 正のピュア IOD 現象発生時の 7～9 月平均の東西風偏差

(a)は 200hPa、(b)は 850hPa。等値線間隔は、(a)1m/s、(b)0.5m/s。陰影は第 4.3-1 図と同じ。

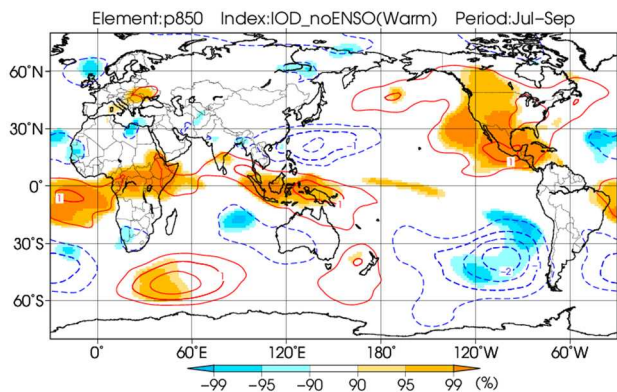
(a) 200hPa 流線関数



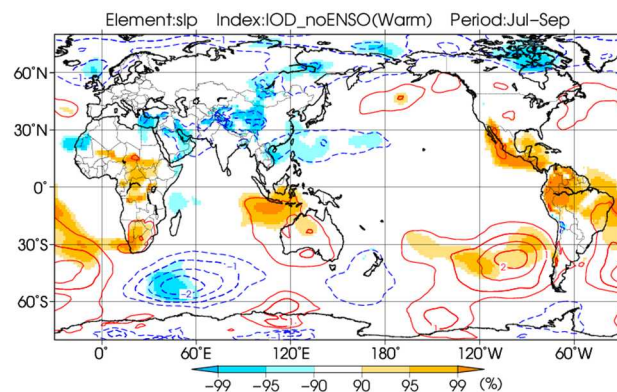
(b) 850hPa 気温



(c) 850hPa 流線関数

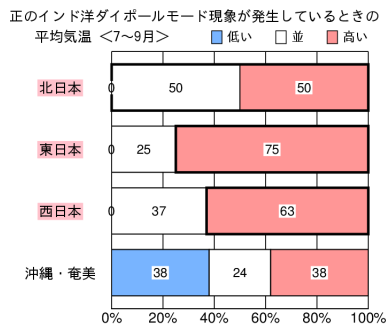


(d) 海面気圧

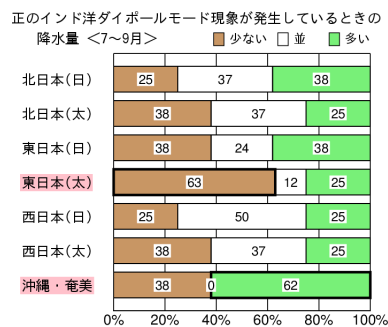


第 4.3-3 図 正のピュア IOD 現象発生時の 7~9 月平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b) 850hPa 気温偏差、(c)850hPa 流線関数偏差、(d)海面気圧偏差
等値線間隔は、(a)は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)は 0.2°C 、(c)は $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(d)は 0.5hPa 。陰影は第 4.3-1 図と同じ。

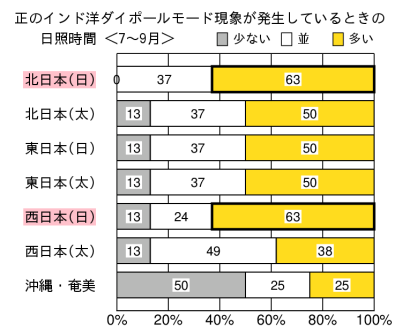
(a) 平均気温(7～9 月：盛夏期～初秋)



(b) 降水量(7～9 月：盛夏期～初秋)

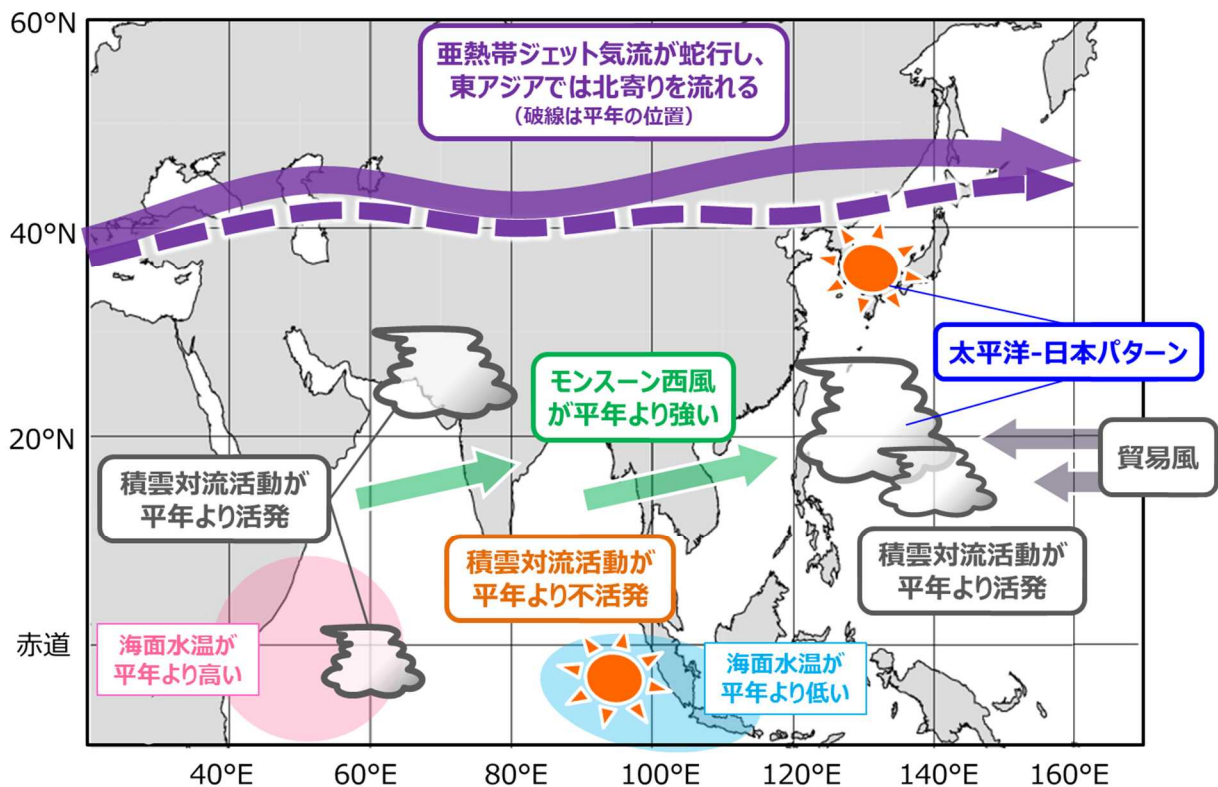


(c) 日照時間(7～9 月：盛夏期～初秋)



第 4.3-4 図 正のピュア IOD 現象が発生しているときの 7～9 月(盛夏期～初秋)における日本の(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。気象庁(2023)から引用。



第 4.3-5 図 正のピュア IOD 現象発生時に伴う盛夏期～初秋の大気循環場の変動における統計的な特徴
模式図は、大気循環場の合成図解析や先行研究(Yamagata and Guan (2003)及び Takemura and Shimpō (2019))に基づき、日本の盛夏期～初秋の天候への影響に着目して作成した。

4.4 まとめ

正のピュア IOD 現象が日本の盛夏期～初秋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査した。合成図に見られた海面水温や大気循環場の特徴より、正の IOD 現象に伴う海面水温偏差や対流活動の変化は、モンスーン西風の強化とフィリピンの東での対流活動強化、さらに亜熱帯ジェット気流に沿ったロスビー波束の伝播を介して、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。

今回は同時合成図を基にした大気循環場及び日本の天候への影響を解析したが、IOD 現象終息後の遅延影響も注目に値する。例えば 2019 年の大振幅の正のピュア IOD 現象は、イベント終息後、ENSO 中立の状況の下で東アジアの天候に影響をもたらしたことがこれまでの研究で示されている (Doi et al. 2020; Takaya et al. 2020)。2019 年の正のピュア IOD イベント収束直後の冬 (2019/20 年冬) には、インド洋西部の持続的な SST 正偏差と対流活動強化が、亜熱帯ジェット気流沿いに伝わるロスビー波束を励起して東アジアの暖冬に影響した (Doi et al. 2020)。更にその後の 2020 年梅雨期には、正のピュア IOD 現象の遅延影響でインド洋の SST が海盆全体で高く、それが東アジアの異常多雨の背景要因となった (Takaya et al. 2020)。こうした IOD の遅延影響に対する理解を深めることも日本の季節予報にとって重要と考えられる。また遅延影響に加え、近年指摘されている IOD 現象の多様性 (Endo and Tozuka 2016; Tozuka et al. 2016) も有意義な調査テーマである。Endo and Tozuka (2016) は、インド洋東西二極の典型的な IOD の SST 偏差パターンに対し、インド洋の中部と東部・西部で相異なる符号の偏差となる「IOD もどき」現象 (なお、本調査で引用した 1994 年の正の IOD 現象 (Guan and Yamagata (2003)) は、Endo and Tozuka (2016) によれば正の「IOD もどき」現象に分類される) を提唱し、両者でインド洋西部での多雨偏差の現われ方が異なることを示した。こうした IOD 現象の特性の違いと日本の天候への影響の違いの関係も興味深い。いずれにしても IOD 現象はエルニーニョ・ラニーニャ現象に比べ

て事例数が少ないため、負の IOD 現象による日本の天候への影響も含め、ここで挙げたような今後の調査を発展させるためには、観測・再解析データをベースとした解析に加えて、数値実験の活用も有効と考えられる。

参考文献

- 気象庁, 2023: インド洋ダイポールモード現象発生時の日本の天候の統計的な特徴.
https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/db/climate/nowledge/ind/iod_nihon_doc.html (2024 年 10 月 9 日参照)
- 吉川郁夫, 西村明希生, 2020: インド洋ダイポールモード現象とは. 令和元年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 1-11.
- 若松俊哉, 大野浩史, 花房瑞樹, 2020: インド洋ダイポールモード現象発生時の天候と大気循環場の特徴. 令和元年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 12-41.
- Ashok, K., Z. Guan, and T. Yamagata, 2001: Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian Monsoon Rainfall and ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4499–4502.
- Ashok, K., Z. Guan, N. H. Saji, and T. Yamagata, 2004: Individual and combined influences of ENSO and the Indian Ocean Dipole on the Indian summer monsoon. *J. Climate.*, **17**, 3141–3155.
- Ashok, K., H. Nakamura, and T. Yamagata, 2007: Impacts of ENSO and Indian Ocean Dipole events on the Southern Hemisphere storm-track activity during austral winter. *J. Climate*, **20**, 3147–3163.
- Behera, S. K., J. J. Luo, S. Masson, P. Delecluse, S. Gualdi, A. Navarra, and T. Yamagata, 2005: Paramount impact of the Indian Ocean Dipole on the East African short rains: A CGCM study. *J. Climate*, **18**, 4514–4530.
- Cai, W., P. Rensch, T. Cowan, and H. H. Hendon, 2011: Teleconnection Pathways of ENSO and the IOD and the Mechanisms for Impacts on Australian Rainfall. *J. Climate*, **24**, 3910–3923.
- Doi, T., S. K. Behera, and T. Yamagata, 2020: Wintertime impacts of the 2019 super IOD on East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL089456.
- Endo, S. and T. Tozuka, 2016: Two flavors of the Indian Ocean Dipole. *Clim. Dyn.*, **39**, 1643–1660.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **587**, 157-178.
- Guan, Z. and T. Yamagata, 2003: The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1544.
- Kosaka, Y., S. Kobayashi, Y. Harada, C. Kobayashi, H. Naoe, K. Yoshimoto, M. Harada, N. Goto, J. Chiba, K. Miyaoka, R. Sekiguchi, M. Deushi, H. Kamahori, T. Nakaegawa; T. Y. Tanaka, T. Tokuhiro, Y. Sato, Y. Matsushita, and K. Onogi, 2024: The JRA-3Q reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**, 49-109.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. R. Meteor. Soc.* **132**, 2009–2030.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43.
- 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.
- Rodwell, M. J. and B. J. Hoskins, 1996: Monsoons and the dynamics of deserts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **122**, 1385–1404.
- Saji, N. H., B. N. Goswami, P. N. Vinayachandran and T. Yamagata, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363.
- Saji, N. H. and T. Yamagata, 2003: Possible impacts of Indian Ocean Dipole events on global climate. *Clim. Res.*, **25**, 151-169.
- Takaya, Y., I. Ishikawa, C. Kobayashi, H. Endo, and T. Ose, 2020: Enhanced Meiyu-Baiu rainfall in early summer 2020: Aftermath of the 2019 super IOD event. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, e2020GL090671.
- Takemura, K. and A. Shimpo, 2019: Influence of Positive IOD Events on the Northeastward Extension of the Tibetan High and East Asian Climate Condition in Boreal Summer to Early Autumn. *SOLA*, **15**, 75-79.
- Tozuka, T., S. Endo, and T. Yamagata, 2016: Anomalous Walker circulations associated with two flavors of the Indian Ocean Dipole. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 5378-5384.
- Yamagata, T., S. K. Behera, S. A. Rao, Z. Guan, K. Ashok and H. N. Saji, 2003 : Comments on “Dipoles , Temperature Gradients, and Tropical Climate Anomalies”, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 1418–1422.