

令和 6 年 度 季 節 予 報

技 術 資 料

エルニーニョ・ラニーニャ現象・インド洋ダイポールモード現象と循環場・天候・台風の特徴

(気 候 情 報 課)

令和 7 年 3 月

March 2025

気象庁 大気海洋部

エルニーニョ・ラニーニャ現象・インド洋ダイポールモード現象と循環場・天候・台風の特徴

目 次

はじめに	1
1 エルニーニョ・ラニーニャ現象の発生と関連する循環場、日本の天候の特徴とそのメカニズム	
1.1 はじめに	2
1.2 データと解析手法	2
1.3 結果	6
1.4 まとめと議論	25
2 エルニーニョ・ラニーニャ現象と関連する全球平均気温や対流圏気温の変動の特徴	
2.1 はじめに	29
2.2 データと解析手法	29
2.3 結果	30
2.4 まとめ	32
3 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	
3.1 はじめに	34
3.2 データと解析手法	34
3.3 結果	34
3.4 まとめ	40
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	
4.1 はじめに	41
4.2 データと解析手法	41
4.3 結果	44
4.4 まとめ	49
5 エルニーニョ・ラニーニャ現象と台風の特徴	
5.1 はじめに	51
5.2 利用データ	51
5.3 調査手法	51
5.4 調査結果	51
5.5 まとめ	53

はじめに¹

2024 年は、ほぼ年間を通して全国的に高温となり、日本の年平均気温は統計を開始した 1898 年以降で最も高くなった。このような高温の要因として、異常気象分析検討会²では、2020 年夏～2022/23 年冬の「三冬連続のラニーニャ現象」によって西太平洋の海洋内部に 2020 年から蓄積された熱が 2023 年春～2024 年春のエルニーニョ現象に伴って赤道太平洋域全体の海面付近に広がって大気を強く暖めたことが要因の一つと指摘した。

この例に限らず、エルニーニョ・ラニーニャ現象及びインド洋ダイポールモード現象は、日本を含む世界各地の天候に大きく影響を及ぼすため、季節予報における重要な指標のひとつとなっている。気象庁では、これらの現象に伴う大気・海洋の状態を監視・予測し、「エルニーニョ監視速報」³や「気候系監視速報」⁴として毎月気象庁ホームページで公表するとともに、各種調査・研究を通じて得られた科学的知見を蓄積することにより季節予報の精度向上に努めている。

本季節予報技術資料では、これらの現象が日本の天候に及ぼす影響等について、以下のとおり 5 つの章に分けて調査し、その結果を取りまとめた。

なお、第 1～4 章の執筆に際しては、異常気象分析検討会委員から助言をいただいた。

第 1 章では、気象庁第 3 次長期再解析 (JRA-3Q) の約 75 年間にわたる長期間の循環場データを用いた統計解析及び最新の科学的知見に基づいて、エルニーニョ・ラニーニャ現象が日本の天候に及ぼす影響とそのメカニズムを調査した結果を掲載した。

第 2 章では、エルニーニョ・ラニーニャ現象発生後もしくは発生期間中の衰退年における、全球平均地上気温の年平均値及び月平均値、対流圏の気温の月平均値の特徴を調査した結果を掲載した。

第 3 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そのメカニズムについて、統計解析の結果に基づき調査した結果を掲載した。

第 4 章では、第 1 章で行ったエルニーニョ・ラニーニャ現象と日本の天候との関連の調査と同様に、インド洋ダイポールモード現象についても JRA-3Q を用いた統計解析を行い、その影響について検討した結果を掲載した。

第 5 章では、エルニーニョ・ラニーニャ現象と台風発生数や位置等との関係について、過去の先行研究の統計期間を延長するとともに、海面水温データを更新して再調査した結果を掲載した。

これらの調査・検討結果が、エルニーニョ・ラニーニャ現象やインド洋ダイポールモード現象と日本の天候等との関わりについての理解を深め、季節予報の精度向上に寄与することを期待する。

¹ 吉松 和義

² <https://www.data.jma.go.jp/extreme/index.html>

³ <https://www.data.jma.go.jp/cpd/elnino/index.html>

⁴ <https://www.data.jma.go.jp/cpd/diag/sokuho/index.html>

1 エルニーニョ・ラニーニャ現象の発生と関連する循環場、日本の天候の特徴とそのメカニズム¹

1.1 はじめに

エルニーニョ・ラニーニャ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米のペルー沿岸にかけての広い海域で海面水温 (SST) が平年と比べて高く・低くなり、その状態が 1 年程度続く現象である。エルニーニョ・ラニーニャ現象は、通常は春～夏頃に発生し、冬にかけて発達して最盛期を迎えた後、翌年の春頃に終息することが多い。このような SST 変動と連動した数年規模の周期をもつ大気・海洋の変動はエルニーニョ・南方振動 (El Niño Southern Oscillation: ENSO) として知られる (Rasmusson et al. 1990, Guilyardi 2006)。ENSO の周期的な変動に対する基礎的研究として、遅延振動子理論 (Schopf and Suarez 1988) や西太平洋振動子 (Weisberg and Wang 1997)、充填・放出振動子理論 (Jin 1997) といった理論的な研究から、大気海洋結合モデルにおける数年周期の ENSO の再現 (Zebiak and Cane 1987) といった実験的な研究に至る数多くの研究が存在し、近年の ENSO に関する先駆的な研究の礎を築いている。

熱帯域における最も卓越する大気・海洋の年々変動である ENSO の影響は、熱帯域に留まらず、遠隔影響 (テレコネクション; Wallace and Gutzler 1981) を介して中・高緯度の大気循環場にも及ぶ (Horel and Wallace 1981, Hoskins and Karoly 1981, Simmons 1982, Sardeshmukh and Hoskins 1988, Renwick and Wallace 1996, Straus and Shukla 1997, Matthews and Kiladis 1999, Robinson 2002)。このことから、エルニーニョ・ラニーニャ現象は、日本を含む世界各地の天候にも大きく影響しうる (岩崎 2024, 中村 2024 など)。加えてその持続性から季節予報にとっても重要なシグナルの 1 つであるため、気象庁ではエルニーニョ・ラニーニャ現象に伴う大気海洋状態の監視と予測を行っている (石川と前田 2013, 吉川ほか 2016)。日本付近の天候に大きく影響を及ぼす ENSO と関連する大気循環場の特徴については、先行研究において多く議論されてきた。たとえば、Zhang et al. (1996) は、エ

ルニーニョ現象の最盛期となった夏と冬の事例解析を通して、海洋大陸付近における不活発な対流活動が東アジアモンスーンの強弱に寄与し、その背景としてエルニーニョ現象が関連している可能性を示した。Sakai and Kawamura (2009) は、冬の循環場の主要な変動として、インド洋からインドネシア付近にかけての対流活動の偏差、及びユーラシア大陸での偏西風の蛇行のパターンを統計的に抽出し、日本付近を含む東アジアの循環場に影響を及ぼすことを指摘している。このように、熱帯の対流活動がアジアモンスーン循環に与える影響や熱帯域の循環場からの遠隔影響といった、ENSO の発生から日本の天候への影響に至る個々のプロセスや統計的特徴に関する研究は多く存在するものの、両者を関連づける全体的なプロセスについて俯瞰的に議論した研究は少ない。気象庁の現業季節アンサンブル予報システム (JMA/MRI-CPS3; Hirahara et al. 2023) では、季節スケールでの ENSO の予測精度が向上しており (Hirahara et al. 2023)、ENSO を起源とする夏季日本の天候の予測の再現性も向上していることが報告されている (Takemura et al. 2023)。このことを踏まえ、先行研究の結果を吟味しながら ENSO と日本の天候の関連性とそのメカニズムを詳細に調査しその結果を総合的に纏めることは、季節予報における ENSO の影響の評価のさらなる高度化にもつながる。

気象庁第 3 次長期再解析 (JRA-3Q; Kosaka et al. 2024) の運用開始に伴い、1940 年代後半以降の長期間における統計解析が可能となったことから、エルニーニョ・ラニーニャ現象の発生に伴う日本の天候への影響やそのメカニズムについて、これまでの知見の整理を目的に、統計資料に基づく詳細な調査を行った。なお、ENSO 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、先行研究の結果も参照した。

1.2 データと解析手法

1.2.1 データと統計期間

¹ 竹村 和人

解析に用いたデータ、及び要素の概要を第 1.2-1 表に示す。大気循環場のデータには JRA-3Q による解析値を用いた。JRA-3Q の詳細については、Kosaka et al. (2024) を参照してほしい。熱帯の対流活動を推定するデータとして、米国の極軌道衛星 (NOAA シリーズ) により観測され米国海洋大気庁 (NOAA) より提供された外向き長波放射量 (OLR; Liebman and Smith 1996) を利用した。OLR は、熱帯域においては値が小さいほど対流活動が活発であると推定される。SST には、気象庁のエルニーニョ・ラニーニャ現象の判定に用いるデータ (気象庁 2023b、南ほか 2023) と同様、2015 年 5 月以前の期間に関しては気象庁が収集した観測データから作成された緯度・経度 1 度格子の COBE-SST2 (Hirahara et al. 2014) を、2015 年 6 月以降の期間に関しては MGDSSST (Merged satellite and in-situ data Global Daily SST; Kurihara et al. 2006) を用いた。これらのデータを、夏 (6~8 月) 及び冬 (12~2 月) 等の 3 か月間で平均して用いた。移動性擾乱のような大気の高周波変動については、2~8 日周期の変動成分 (Blackmon et al. 1984) で定義し、以下では高周波擾乱と表記する。

日本の天候 (3 か月平均気温、降水量及び日照時間) とエルニーニョ・ラニーニャ現象の統計的関係は岩崎 (2024) 及びその調査結果に基づく気象庁ホームページ「エルニーニョ／ラニーニャ現象発生時の天候の統計的な特徴」 (気象庁 2023a) を引用した。平年値と比較した階級は、気温については「低い」、「並」、「高い」、降水量、日照時間については「少ない」、「並」、「多い」の 3 階級とし、それぞれの出現率を示す。

統計解析の期間は 1948~2021 年の 74 年間 (ただし、冬 (12~2 月) については 1947/1948~2020/2021 年) であるが、OLR については 1979~2021 年の 43 年間 (ただし、冬 (12~2 月) については 1979/1980~2020/2021 年) である。大気循環場と SST の偏差は 1948~2021 年の 74 年平均値からの差、OLR の偏差は 1979~2021 年の 43 年平均値からの差で定義した。平年値は、1991~2020 年の 30 年平均値である²。

² 偏差の基準は、平年値の期間 (1991~2020 年) ではないことに留意する。平年値を基準とする場合には、平年偏差と表記する。

1.2.2 解析手法と注意点

エルニーニョ・ラニーニャ現象発生時に現れやすい循環場や天候を調べる方法として、線形回帰分析が挙げられる。しかしながら、両現象発生時の循環場や天候の特徴は必ずしも対称的ではないため (Hoerling et al. 2001)、それぞれの現象の発生条件を満たす場合の合成図解析が有効であると考えられる。このため、大気循環場の特徴については主に合成図解析の結果を用いる。

大気循環場の合成図解析における有意性検定には、t 検定を用いた。合成図における偏差の平均を $\bar{x}'$ 、その標準偏差を σ 、合成図解析における事例数を N とすると、以下の検定量 t を定義できる (松山と谷本 2005)。

$$t = \frac{\bar{x}'}{\sqrt{\sigma^2/(N-1)}}$$

ここで、偏差全体の平均が 0 であるという制約のため、自由度は $N-1$ である。この検定量及び自由度より、有意水準を算出した。日本の天候の出現傾向の検定には、信頼度水準 90% の片側二項検定を用い、母比率は気候学的出現率³とした。解析結果については、特に断らない限り 90% 信頼度水準で統計的に有意な特徴のみについて言及する。

各気象要素には、十年~数十年程度の時間スケールの自然変動や地球温暖化による気温の上昇傾向などの長期的な変化傾向 (トレンド) が含まれている。年々の時間スケールで変動するエルニーニョ・ラニーニャ現象に伴う影響に着目する場合、こうしたトレンドを除去することが有効であると考えられる。日本の平均気温については、統計期間における一次直線に線形回帰したものをトレンドと定義した上で、そのトレンドを除去した解析が行われた (岩崎 2024) が、大気循環場については、トレンドの除去の有無による傾向の大きな違いがみられなかったため、ここではトレンドを除去しない場合の結果を示す。なお、統計解析の結果に基づいて述べる特徴は、エルニーニョ・ラニーニ

³ 統計期間全体の出現率が等確率となるように「低い (少ない)」、「並」、「高い (多い)」の 3 階級に分けたときの、各階級に含まれるデータの割合。33% に近い値となる。

現象が発生したときに統計的に現れやすい特徴であり、必ずしもその背景となる物理的なメカニズムによって裏づけられているものではないことに留意する。

1.2.3 エルニーニョ・ラニーニャ現象の発生の定義

合成図の作成に用いるエルニーニョ・ラニーニャ現象の発生の条件には、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。

“エルニーニョ監視海域（NINO.3：5°S - 5°N、150°W-90°W）における海面水温の基準値⁴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+0.5℃以上となった場合をエルニーニョ現象、-0.5℃以下となった場合をラニーニャ現象とする。”

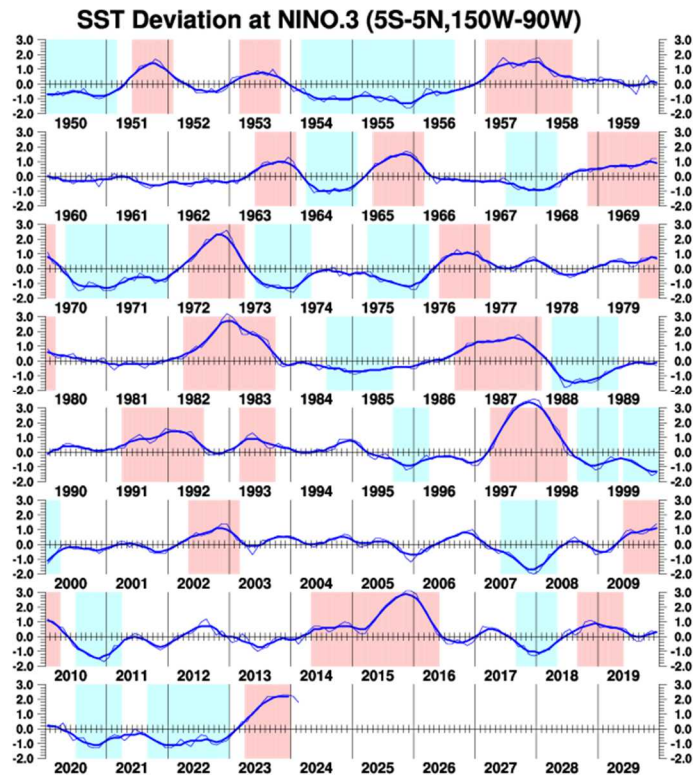
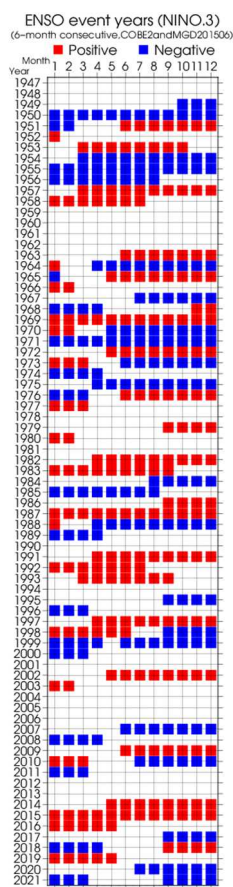
3か月平均の統計解析では、その中心月における5か月移動平均値で判定を行った。この定義に従って算出したエルニーニョ・ラニーニャ現象の発生期間を第1.2-1図に示す。このイベント判定は前述の岩崎（2024）及び中村（2024）の調査で用いられたものと同じである。

なお、夏に関しては、エルニーニョ・ラニーニャ現象の発生した年とその翌年の両方が含まれることが多い。両現象が発生した年とその翌年では大気循環場の特徴が異なる傾向があることが先行研究において報告されているが（例えば Kawamura 1998、Chou et al. 2003、Xie et al. 2009 など）、ここでは両者を区別せずに統計解析を行った。

⁴ その年の前年までの30年間における各月の平均値。

第 1.2-1 表 大気循環場、海面水温のデータセットと要素、指数の概要

データセット	要素
JRA-3Q	< 基本要素 > 200hPa 速度ポテンシャル (m^2/s)、200、850hPa 流線関数 (m^2/s)、200、850hPa 東西・南北風 (m/s)、500hPa 高度 (m)、海面気圧 (hPa)、850hPa 気温 ($^{\circ}\text{C}$) < 診断用要素 > 300hPa 高周波擾乱に伴う渦度フラックスの収束発散による高度変化率 (m/day) 850hPa 高周波擾乱の運動エネルギー (m^2/s^2)、850hPa 高周波擾乱による北向き熱フラックス (K m/s)
OLR	外向き長波放射量 (W/m^2)
夏のアジアモンスーン OLR 指数	夏季アジアモンスーン活動度 (Summer Asian Monsoon OLR Index; SAMOI-A ⁵)
COBE-SST2、MGDSST	海面水温 ($^{\circ}\text{C}$)
海洋監視指数	NINO.3 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 、 $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ で領域平均した海面水温の基準値との差)



第 1.2-1 図 (左)エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生期間、(上)NINO.3 における海面水温の基準値との差の時系列

(左)1947 年 1 月～2021 年 12 月の期間においてエルニーニョ現象が発生した期間を赤色で、ラニーニャ現象が発生した期間を青色で塗色している。(上)折れ線は月平均値、太線は 5 か月移動平均値を表す。期間は、1950～2023 年。

⁵ 夏のアジアモンスーン全体の活動度。詳細は、気候系監視年報の解説を参照。

<http://www.data.jma.go.jp/cpd/diag/nenpo/index.html>

1.3 結果

本節では、北半球の夏(6月～8月)と冬(12月～2月)を対象として、エルニーニョ・ラニーニャ現象が発生している場合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も議論する。

1.3.1 エルニーニョ現象が日本の夏の天候に及ぼす影響

(1) 海況、循環場の合成図の特徴とそのメカニズム

エルニーニョ現象発生時の夏平均の SST 偏差は、中・東部太平洋赤道域で正偏差、西部太平洋赤道域で負偏差となっている(第 1.3-1 図(a))。SST の正偏差に対応して、中・東部太平洋赤道域では対流活動が活発となり(第 1.3-1 図(b))、対流圏上層では大規模な発散偏差が分布している(第 1.3-1 図(c))。一方、インド付近、インドネシア付近、フィリピン東方海上では対流活動が不活発となり(第 1.3-1 図(b))、対流圏上層では大規模な収束偏差が見られる(第 1.3-1 図(c))。赤道域における東西風は、対流圏上(下)層ではインド洋で西(東)風偏差、太平洋では東(西)風偏差となり、ウォーカー循環(Bjerknes 1969、Julian and Chervin 1978)が弱まる傾向を示している(第 1.3-2 図(a)と(b))。この特徴は、ENSO に伴う中・東部太平洋赤道域における対流活動の変化が、熱帯域の広範囲における東西一鉛直循環に影響を及ぼすことを指摘した先行研究(例えば Bjerknes 1969、Lau and Nath 1996、Klein et al. 1999、Alexander et al. 2002、Taschetto et al. 2020)と整合する。夏平均の NINO.3 海域における SST の基準値からの差とアジアモンスーン全体の活動度(SAMOI-A)との相関係数は-0.45 であり(図略)、エルニーニョ(ラニーニャ)現象時にアジアモンスーンの活動が弱化(強化)することを示した先行研究(例えば Ju and Slingo 1995、Goswami and Xavier 2005)と整合する(ENSO の大気パートである南方振動(SO)は、もともと Walker and Bliss (1932) によって、インドのモンスーン期の降水量と熱帯域大規模場の海面気圧変動との関連から見出されたものである)。これらの特徴から、エルニーニョ現象が発生している年には、中・東部太平洋赤道域では SST の上

昇に伴って対流活動が活発となり、これがウォーカー循環及び南アジア付近やインドネシア付近における対流活動を抑制し、アジアモンスーン域での対流活動が平年と比べて弱化すると考えられる。帯状平均した気温偏差は、太平洋赤道域での活発な対流活動すなわち加熱偏差に対応して、熱帯域では高温偏差となる一方、北半球中緯度帯では低温偏差となる傾向があり(第 1.3-2 図(d))、北緯 30 度帯では気温の南北勾配が強まっている。この気温偏差の分布に対する温度風平衡から、帯状平均した東西風偏差は、北緯 30 度帯で西風偏差、北緯 50 度帯で東風偏差となる傾向が見られ(第 1.3-2 図(c))、後述のアジアジェット気流を含む亜熱帯ジェット気流が南偏する傾向と対応する。

南アジア付近やインドネシア付近における不活発な対流活動、すなわち対流圏中層付近での対流・凝結加熱量が平年と比べて弱いことに対するロスビー波応答(Matsuno 1966)として、ユーラシア大陸南部から日本付近にかけての対流圏上層では、広い範囲で低気圧性循環偏差となり(第 1.3-3 図(a))、チベット高気圧の張り出しが弱いことや、チベット高気圧の北縁を流れるアジアジェット気流が全般に平年の位置と比べて南寄りを流れる傾向があることと対応している(第 1.3-2 図(a))。また、南偏するアジアジェット気流に沿って波列状の偏差パターンが見られ、ジェット気流は中国付近で北へ、朝鮮半島付近で南へ蛇行し、日本付近では西側で気圧の谷となる(西谷)傾向が見られる(第 1.3-3 図(b))。全般的に南北偏するアジアジェット気流とそれに沿って発現する特定の地理的位相を持つ波列状の偏差パターンについては、いくつかの先行研究で指摘されている。Hong and Lu (2016)は、夏(6～8月)平均場の相関解析より、アジアジェットの南(北)偏は西アジア及び東アジアでの低(高)気圧性循環偏差やヨーロッパ及び中央アジアでの高(低)気圧性循環偏差と関連し、シルクロードパターン(Enomoto et al. 2003)の位相とも関連することを示唆した。また Hong et al. (2021)は、このアジアジェット気流の南北偏や特定の位相を持つシルクロードパターンが、ENSO 及びそれに関連するアジアモンスーン域での降水量偏差による影響を受けることを示した。これらの結果は合成

図の特徴と整合し、エルニーニョ現象に伴う南アジア付近やインドネシア付近での不活発な対流活動が、アジアジェット気流の南偏やそれに関連する日本付近における西谷傾向に影響することを示している。他方で、太平洋赤道域での活発な対流活動(第 1.3-1 図(b))に対応して、太平洋熱帯域の対流圏上層では南北半球対の高気圧性循環偏差となり(第 1.3-3 図(a))、北太平洋中部の亜熱帯域で夏季に発達しアジアモンスーン循環とも密接に関連する中部太平洋トラフ(例えば Takemura et al. 2021)が平年と比べて浅い傾向を示している。また、アジアジェット気流の出口付近に位置する日本付近でのロスビー波の碎波は、中部太平洋トラフの強化や維持に寄与することが知られている(例えば Takemura and Mukougawa 2020)。エルニーニョ現象時には、アジアジェット気流の南偏に関連して日本付近での碎波の出現頻度は減少する傾向があり(Takemura et al. 2020)、中部太平洋トラフが弱い特徴と整合する。

対流圏下層では、日本付近及びフィリピン東方海上で低気圧性循環偏差、日本の南海上では相対的な高気圧性循環偏差が見られる(第 1.3-3 図(c))。日本の南海上と日本付近での南北双極子構造の偏差の対は、やや北にずれているものの太平洋・日本(PJ)パターン(Nitta 1987, Kosaka and Nakamura 2006)と類似している。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す一方、本州付近への張り出しは弱く、本州付近には南西から湿った気流が入りやすいことを示している。

北半球中・高緯度の 500hPa 高度は、日本の西や北太平洋中緯度の日付変更線付近を中心として東西に広く負偏差となり(第 1.3-4 図(a))、アジアジェット気流の南偏(第 1.3-2 図(a))や日本付近での西谷傾向(第 1.3-3 図(b))と対応する。海面気圧は、北太平洋の中緯度で負偏差となり(第 1.3-4 図(b))、太平洋高気圧の北への張り出しが弱いことを示している。アジアジェット気流の南偏や太平洋高気圧の日本付近への張り出しが弱いことに対応して、日本付近では高周波擾乱の活動が活発となり(第 1.3-4 図(d))、低気圧や前線の影響を受けやすく、850hPa 気温は日本付近で低温偏差となっている(第 1.3-4 図(c))。さらに、

高周波擾乱の活動域の南下(第 1.3-4 図(d))に伴って、その北側に位置する北太平洋付近の中緯度では、有意ではないものの擾乱による渦度フラックスの収束偏差(以下、高周波擾乱によるフィードバック効果;第 1.3-4 図(e))によって高度場が低下する傾向が見られ、アジアジェット気流の南偏に寄与している(第 1.3-2 図(a))。高周波擾乱によるフィードバック効果の特徴は、Alexander et al. (2004)と整合する。

なお、前述のとおりエルニーニョ現象が発生した年とその翌年では大気循環場の特徴が異なる傾向がある。エルニーニョ現象衰退期あるいは終息後の夏の特徴については、第 3 章で述べる。

(2) 日本の天候の特徴

エルニーニョ現象が発生しているときの日本の平均気温は、夏は西日本で低い傾向、北・東日本で平年並か低い傾向がみられ(第 1.3-5 図(a))、夏後半(7～9 月)は北・東・西日本で低い傾向が特に明瞭となる(第 1.3-5 図(d))。この低温傾向は、大気循環場の特徴にみられる太平洋高気圧の北への張り出しが弱いことやアジアジェット気流の南偏と対応している(第 1.3-2 図(a)、第 1.3-3 図(a)と(c)、第 1.3-4 図(a)と(b))。また、夏季日本付近でのロスビー波の碎波頻度が少ない年や、太平洋高気圧の北への張り出しが弱まる位相の PJ パターンが見られる年には、気温は平年と比べて低い傾向が知られており(Takemura et al. 2020)、この結果とも整合する。降水量は、夏は西日本日本海側で多く(第 1.3-5 図(b))、夏後半は西日本で多く、沖縄・奄美で少ない傾向がある(第 1.3-5 図(e))。日照時間は、夏は北日本日本海側で少ない傾向、東日本日本海側で平年並か少ない傾向がみられ(第 1.3-5 図(c))、夏後半には東・西日本を中心に少ない傾向がみられる(第 1.3-5 図(f))。さらに梅雨明けの時期が、全国的に並か遅くなる傾向がある(図省略; 岩崎 2024)。これらの傾向は、太平洋高気圧が日本の南海上で西へ強く張り出す一方、北への張り出しが弱まる傾向(第 1.3-3 図(c)、第 1.3-4 図(b))や、本州付近で南西からの気流が入りやすい傾向(第 1.3-3 図(c))、さらには日本付近で高周波擾乱の活動が活発となる傾向(第 1.3-4 図(d))と対応している。

以上の結果を踏まえて、エルニーニョ現象が日本の夏の天候に与える影響についてまとめた模式図を、第 1.3-6 図に示す。

1.3.2 ラニーニャ現象が日本の夏の天候に及ぼす影響

(1) 海況、循環場の合成図の特徴とそのメカニズム

ラニーニャ現象発生時の夏平均の SST 偏差、対流活動、対流圏上層における収束発散は、エルニーニョ現象発生時の夏平均の特徴(第 1.3-1 図)とはほぼ逆の偏差パターンを示している(第 1.3-7 図)。インド洋、太平洋赤道域における東西風もまた、エルニーニョ現象発生時(第 1.3-2 図)とは逆向きの風の偏差となり、ウォーカー循環が強まる傾向を示し(第 1.3-8 図(a)と(c))、この特徴もエルニーニョ現象時の特徴と同様に先行研究(例えば Lau and Nath 1996、Klein et al. 1999、Alexander et al. 2002、Taschetto et al. 2020)と整合する。夏平均の NINO.3 海域における SST の基準値からの差とアジアモンスーン全体の活動度(SAMOI-A)との負の相関(図略)より、ラニーニャ現象発生時にはアジアモンスーン域での対流活動は活発となる傾向がある。これらの特徴から、ラニーニャ現象が発生している夏には、中・東部太平洋赤道域では SST の低下に伴って対流活動が不活発となり、それがウォーカー循環及び南アジアやインドネシア付近における対流活動が強化し、アジアモンスーン域での対流活動を平年と比べて強化すると考えられる。帯状平均した気温偏差は、太平洋赤道域での不活発な対流活動すなわち冷却偏差に対応して、熱帯域では低温偏差となる傾向があり(第 1.3-8 図(d))、北緯 30 度帯では気温の南北勾配が弱まっている。この気温偏差の分布に対する温度風平衡から、帯状平均した東西風偏差は、北緯 20~30 度帯で東風偏差となる傾向が見られ(第 1.3-8 図(c))、後述のアジアジェット気流を含む亜熱帯ジェット気流が北偏する傾向と対応する。

南アジア付近やインドネシア付近における活発な対流活動、すなわち対流圏中層付近での対流・凝結加熱量が平年と比べて強いことに対するロスビー波応答(Matsuno 1966)として、ユーラシア大陸南部から日本

付近にかけての対流圏上層では広い範囲で高気圧性循環偏差となり(第 1.3-9 図(a))、これはチベット高気圧の勢力が強まる傾向やその北縁を流れるアジアジェット気流が全般に平年の位置と比べて北寄りを流れる傾向と対応している(第 1.3-8 図(a)、第 1.3-9 図(a))。また、アジアジェット気流は南北に蛇行し、朝鮮半島付近では北に蛇行する傾向が見られる(第 1.3-9 図(b))。北偏するアジアジェット気流とそれに沿う特定の地理的位相を持つ波列状の偏差パターンは、エルニーニョ現象時の特徴と同様、Hong and Lu (2016)や Hong et al. (2021)とも整合する。波列状の偏差パターンが特定の位相を持つメカニズムとして、チベット高原等の大規模地形による影響の可能性が考えられるが、関連する詳細なメカニズムについてはさらなる調査研究が必要である。また Hong et al. (2018)は、アジアジェット気流が南偏する場合に比べて、北偏する場合の方が特定の地理的位相を持つ波列状の偏差パターンとの関連性が明瞭であり、アジアジェット気流の南北偏における特徴の非対称性が存在することを示した。これらの結果は合成図の特徴と整合し、ラニーニャ現象に伴う南アジア付近やインドネシア付近での活発な対流活動が、アジアジェット気流の北偏やそれに関連する朝鮮半島付近での北への蛇行に影響することを示している。中・東部太平洋赤道域での不活発な対流活動(第 1.3-7 図(b))に対応して、太平洋熱帯域の対流圏上層では南北半球対の低気圧性循環偏差となり(第 1.3-9 図(a))、中部太平洋トラフが平年と比べて強い傾向を示している。また、エルニーニョ現象時とは逆に、ラニーニャ現象時にはアジアジェット気流の北偏に関連して日本付近での碎波の出現頻度は増加する傾向があり(Takemura et al. 2020)、中部太平洋トラフが強い特徴と整合する。

対流圏下層では、日本付近及びフィリピン東方海上で高気圧性循環偏差、日本の南海上では相対的な低気圧性循環偏差が見られる(第 1.3-9 図(c))。日本の南海上及び日本付近での南北双極子構造の偏差の対は、エルニーニョ現象時の特徴と同様だが逆位相で、やや北にずれているものの太平洋・日本(PJ)パターン(Nitta 1987、Kosaka and Nakamura 2006)と類似している。これらの特徴は、太平洋高気圧が平年

と比べて本州付近へ強く張り出す傾向や、沖縄・奄美付近に南西からの湿った気流が入りやすい傾向を示している。

北半球中・高緯度の 500hPa 高度では、日本の北西を中心に正偏差となり(第 1.3-10 図(a))、アジアジェット気流の北偏や朝鮮半島付近での北への蛇行(第 1.3-8 図(a)、第 1.3-9 図(a)と(b))と対応する。海面気圧は、北太平洋で正偏差となり(第 1.3-10 図(b))、太平洋高気圧の北への張り出しが強いことを示している。また、太平洋高気圧の本州付近への張り出しが強いことは(第 1.3-9 図(c))、アジアジェット気流の北偏(第 1.3-8 図(a))や、チベット高気圧の張り出しの強化(第 1.3-9 図(a))と関連しているとみられる(Enomoto et al. 2003、Enomoto 2004)。アジアジェット気流の北偏や太平洋高気圧の日本付近への張り出しが強いことに対応して、日本付近では高周波擾乱の活動が平年と比べて不活発となり(第 1.3-10 図(d))、低気圧や前線の影響を受けにくく、850hPa 気温は日本付近では北日本を中心に高温偏差となっている(第 1.3-10 図(c))。さらに、中国北東部～北太平洋の中緯度における高周波擾乱によるフィードバック効果(第 1.3-10 図(e))は、中国北東部～日本の東海上での 500hPa 高度の正偏差やアジアジェット気流の北偏に寄与している(第 1.3-8 図(a)、第 1.3-10 図(a))。この高周波擾乱によるフィードバック効果の特徴は、Alexander et al. (2004)と整合する。

なお、ラニーニャ現象衰退期あるいは終息後の夏の循環場の特徴については、第 3 章で述べるように、統計的な特徴は不明瞭であった。

(2) 日本の天候の特徴

ラニーニャ現象が発生しているときの日本の平均気温は、夏及び夏後半(7～9 月)は北日本で高い傾向が見られ(第 1.3-11 図(a))、夏後半には東・西日本で平年並か高い傾向が見られる(第 1.3-11 図(d))。この傾向は、大気循環場の特徴にみられるチベット高気圧や太平洋高気圧の張り出しが強いこと(第 1.3-9 図(a)と(c))や、アジアジェット気流の北偏(第 1.3-8 図(a))及び朝鮮半島付近での北への蛇行(第 1.3-9 図(b))と対応する。また、夏季日本付近でのロスビー波の碎波

頻度が多い年や、日本付近への太平洋高気圧の張り出しが強まる位相の PJ パターンが見られる年には、気温は平年と比べて高い傾向が知られており(Takemura et al. 2020)、この結果とも整合する。夏の降水量の傾向は統計的に有意ではないが、沖縄・奄美では多雨側へ偏り(第 1.3-11 図(b))、夏後半には沖縄・奄美で多い傾向が見られる(第 1.3-11 図(e))。この特徴は、沖縄・奄美に南西からの湿った気流が入りやすい傾向(第 1.3-9 図(c))と対応する。日照時間は、北日本太平洋側で多照となる傾向が見られ(第 1.3-11 図(c))、北日本の高温傾向に関連する循環場の特徴と整合する。

以上の結果を踏まえて、ラニーニャ現象が日本の夏の天候に与える影響についてまとめた模式図を、第 1.3-12 図に示す。

1.3.3 エルニーニョ現象が日本の冬の天候に及ぼす影響

(1) 海況、循環場の合成図の特徴とそのメカニズム

エルニーニョ現象発生時の冬平均の SST 偏差をみると、中・東部太平洋赤道域で高温偏差、西部太平洋赤道域では低温偏差が見られる(第 1.3-13 図(a))。SST の正偏差に対応して、中部太平洋赤道域では対流活動は活発となり(第 1.3-13 図(b))、これに対応して対流圏上層では大規模な発散偏差が分布している(第 1.3-13 図(c))。一方、インドネシア付近では対流活動は不活発となり(第 1.3-13 図(b))、対流圏上層では大規模な収束偏差が見られる(第 1.3-13 図(c))。赤道域における東西風は、対流圏上(下)層ではインド洋東部からインドネシアにかけて西(東)風偏差、太平洋では東(西)風偏差となり、ウォーカー循環が平年と比べて弱化する傾向を示している(第 1.3-14 図(a)と(b))。ウォーカー循環が弱化する傾向は、夏平均の合成図と同様に、ENSO に伴う中・東部太平洋赤道域における対流活動の変化を起源とする熱帯全体の東西一鉛直循環への影響(例えば Lau and Nath 1996、Klein et al. 1999、Alexander et al. 2002、Taschetto et al. 2020)と整合する。帯状平均した気温偏差は、太平洋赤道域での活発な対流活動すなわち加熱偏差に対応して、熱帯域では高温偏差となる一方、北半球

中緯度帯では一部低温偏差となる傾向があり(第 1.3-14 図(d))、北緯 30 度帯では気温の南北勾配が強まっている。この気温偏差の分布に対する温度風平衡から、帯状平均した東西風偏差は、北緯 30 度帯で西風偏差、北緯 50 度帯で東風偏差となる傾向が見られ(第 1.3-14 図(c))、後述の亜熱帯ジェット気流が南偏する傾向と対応する。

ユーラシア大陸南部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 1.3-15 図(a))、亜熱帯ジェット気流は全般に平年の位置と比べて南寄りを流れる傾向がある(第 1.3-14 図(a))。また、偏西風は中国付近では南に、日本付近では北に蛇行する傾向が見られる(第 1.3-14 図(a)、第 1.3-15 図(b))。亜熱帯ジェット気流の南偏や中国付近での南への蛇行は、インドネシア付近での不活発な対流活動(第 1.3-13 図(b))、すなわち対流圏中層付近での対流・凝結加熱量が平年と比べて弱いことに対するロスビー波応答(Matsuno 1966)と関連するとみられる。加えて、亜熱帯ジェット気流の中国付近での南への蛇行は、ロスビー波束として東方へ伝播し、日本付近での北への蛇行をもたらしていると考えられる。さらに、北太平洋中部の熱帯域から北米にかけて大円に沿って並ぶ波列状の偏差パターンが明瞭であり(第 1.3-15 図(a))、アラスカの南海上で低気圧性循環偏差となる位相を持つ正の太平洋・北米(PNA)パターン(Wallace and Gutzler 1981、Barnston and Livezey 1987)に対応する。

対流圏下層では、フィリピン付近を中心に高気圧性循環偏差となり(第 1.3-15 図(c))、日本付近で南西風偏差の場となり、季節風の影響を受けにくい傾向を示している。一方、中部太平洋赤道域の対流圏下層では、活発な対流活動(第 1.3-13 図(b))に対応した南北半球対の低気圧性循環偏差が見られ(第 1.3-15 図(c))、これに関連してフィリピン東方海上では北東貿易風が強まり、SST の低下に寄与すると考えられる(第 1.3-13 図(a))。さらに、この SST の低温偏差と関連した不活発な対流活動(第 1.3-13 図(b))は、それに伴うロスビー波応答(Matsuno 1966)を通してフィリピン付近を中心とする高気圧性循環偏差の形成に寄与すると考えられる(第 1.3-15 図(c))。このメカニズムは、先

行研究(たとえば、Wang et al. 2000、Alexander et al. 2004)で指摘されている。

北半球中・高緯度の 500hPa 高度は、日本付近からその東海上にかけて正偏差となり(第 1.3-16 図(a))、偏西風の北への蛇行(第 1.3-15 図(b))や、上空の寒気の影響を受けにくいことと対応している。海面気圧は、本州の東海上で正偏差、アラスカの南海上を中心に負偏差となる傾向がある(第 1.3-16 図(b))。このことは、アリューシャン低気圧が平年の位置と比べて北東側に偏って強い傾向を示しており、日本付近は北西季節風の影響を受けにくいことと対応している。他方でシベリアでは海面気圧に有意な偏差が見られず、シベリア高気圧の強さには傾向がみられないことを示唆している。また、日本付近からその東海上にかけての正偏差や、アラスカの南海上を中心とする負偏差は等価順圧構造を示し(第 1.3-16 図(a)と(b))、偏西風の蛇行が、上記のアリューシャン低気圧の平年からの偏りと関連していると考えられる。エルニーニョ現象時におけるアリューシャン低気圧の強化は、気候学的な惑星波の増幅(例えば Nishii et al. 2011)を意味し、対流圏から成層圏への惑星波の鉛直伝播の強化を通して、極渦の弱化(第 1.3-16 図(f))に寄与している。さらに、弱化した極渦からの下方影響(Baldwin and Dunkerton 1999, 2001)を通して対流圏での負の北極振動(AO: Thompson and Wallace 1998, 2000)に類似したパターンに寄与し、500hPa 高度や海面気圧では西半球側の高緯度域で正偏差、中緯度帯で負偏差を示している。この特徴は、エルニーニョ現象時の晩冬～初春には東西波数 1 の惑星波が増幅し、それが成層圏での極渦の弱化を通して、対流圏の負の AO と関連することを示した Takemura and Maeda (2016)の解析結果と整合する。日本付近からその東海上にかけて、偏西風の北偏(第 1.3-14 図(a))に関連して高周波擾乱によるフィードバック効果が高度正偏差の維持に寄与している(第 1.3-16 図(e))。850hPa 気温は、東・西日本付近から沖縄・奄美にかけての広い範囲で高温偏差となり(第 1.3-16 図(c))、これは上空に寒気が入りにくいこと(第 1.3-16 図(a))や、日本付近で北西季節風の影響を受けにくいこと(第 1.3-16 図(b))と対応している。さらに、中国南部～南西諸島付近では

高周波擾乱の活動が平年と比べて活発であり(第 1.3-16 図(d))、北西季節風の影響を受けにくい一方で低気圧の影響を受けやすいことと対応している。冬の期間の月平均場や冬前半(11~1 月平均)、冬後半(1~3 月平均)で見ると、本州の南岸で帯状に高周波擾乱の活動が活発となる傾向が見られ(図略)、これはエルニーニョ現象時に南岸低気圧の活動が活発となる傾向を示した Ueda et al. (2017)と整合する。

Sakai and Kawamura(2009)は、冬の循環場の主要な変動として、インド洋からインドネシア付近にかけての対流活動の偏差、及びユーラシア大陸での偏西風の蛇行のパターンを統計的に抽出し、日本付近を含む東アジアの循環場に影響を及ぼすことを指摘している。この先行研究の結果からも、エルニーニョ現象の発生に伴うインドネシア付近の不活発な対流活動やそれに伴う偏西風の平年からの偏りが、日本付近における循環場や天候に重要であることが示唆される。

(2) 日本の天候の特徴

エルニーニョ現象が発生しているときの冬の日本の平均気温は、西日本で並か高い傾向が見られ(第 1.3-17 図(a))、冬前半(11~1 月)には北日本と沖縄・奄美で高い傾向も見られる(図省略)。これらの特徴は、冬の北西季節風が平年と比べて弱い傾向(第 1.3-16 図(b))や、上空の寒気の影響を受けにくい傾向(第 1.3-16 図(a))と対応する。また、冬の降水量は、東日本太平洋側や沖縄・奄美で多い傾向が見られ(第 1.3-17 図(b))、冬の日照時間は、西日本太平洋側で少ない傾向や東日本太平洋側で並か少ない傾向が見られる(第 1.3-17 図(c))。これらの特徴は冬の北西季節風が平年と比べて弱い傾向(第 1.3-16 図(b))や、南岸低気圧の影響を受けやすい傾向(第 1.3-16 図(d)、Ueda et al. 2017)と対応している。

以上の結果を踏まえて、エルニーニョ現象が日本の冬の天候に与える影響についてまとめた模式図を、第 1.3-18 図に示す。

1.3.4 ラニーニャ現象が日本の冬の天候に及ぼす影響

(1) 海況、循環場の合成図の特徴とそのメカニズム

ラニーニャ現象発生時の冬平均の海面水温偏差、対流活動、対流圏上層における収束発散は、エルニーニョ現象発生時の冬平均の特徴(第 1.3-13 図)とは逆の偏差パターンを示している(第 1.3-19 図)。インド洋、太平洋赤道域における東西風もまた、エルニーニョ現象が発生した年(第 1.3-14 図)とは逆向きの風の偏差となり、ウォーカー循環が強まる傾向を示し(第 1.3-20 図(a)と(b))、この特徴もエルニーニョ現象時の特徴と同様に先行研究(例えば Lau and Nath 1996、Klein et al. 1999、Alexander et al. 2002、Taschetto et al. 2020)と整合する。帯状平均した気温偏差は、太平洋赤道域での不活発な対流活動すなわち冷却偏差に対応して、熱帯域では低温偏差となる傾向があり(第 1.3-20 図(d))、北緯 30 度帯では気温の南北勾配が弱まっている。この気温偏差の分布に対する温度風平衡から、帯状平均した東西風偏差は、北緯 30 度帯で東風偏差となる傾向が見られ(第 1.3-20 図(c))、後述の亜熱帯ジェット気流が北偏する傾向と対応する。

ユーラシア大陸南部の対流圏上層では、広い範囲で高気圧性循環偏差となり(第 1.3-21 図(a))、亜熱帯ジェット気流が平年の位置と比べて北寄りされる傾向と対応している(第 1.3-20 図(a))。また、偏西風は中国付近では北に、日本付近では南に蛇行する傾向が見られる(第 1.3-20 図(a)、第 1.3-21 図(b))。亜熱帯ジェット気流の北偏や蛇行は、インドネシア付近での活発な対流活動(第 1.3-19 図(b))、すなわち対流圏中層付近での対流・凝結加熱が平年と比べて強いことに対するロスビー波応答(Matsuno 1966)と関連しているとみられる。加えて、亜熱帯ジェット気流の中国付近での北への蛇行は、ロスビー波束として東方へ伝播し、日本付近での南への蛇行をもたらしていると考えられる。さらに、北太平洋中部の熱帯域から北米にかけて大円に沿って並ぶ波列状の偏差パターンが明瞭であり、アラスカの南海上で高気圧性循環偏差となる位相を持つ負の太平洋・北米(PNA)パターン(Wallace and Gutzler 1981、Barnston and Livezey 1987)に対応する。

対流圏下層では、フィリピン付近を中心に低気圧性循環偏差となり(第 1.3-21 図(c))、沖縄・奄美中心に北東風偏差の場となり、北東季節風の影響を受けや

すい傾向を示している。一方、中部太平洋赤道域の対流圏下層では、不活発な対流活動(第 1.3-19 図(b))に対応した南北半球対の高気圧性循環偏差が見られる(第 1.3-21 図(c))。

北半球中・高緯度の 500hPa 高度では、中国東部～日本付近で負偏差となり(第 1.3-22 図(a))、偏西風の南への蛇行(第 1.3-20 図(a))や、上空の寒気の影響を受けやすいことと対応している。一方、西・中央シベリアでは高度が正偏差となる傾向があり、上流からの波列状の偏差構造と関連しているほか(Takaya and Nakamura 2005)、負の PNA パターンに関連したアラスカの南海上を中心とする正偏差域の西進(例えば Dai and Tan 2019)と対応しているように見える。これは、北太平洋北部に形成・発達するブロッキング高気圧が時間とともに西進することが、シベリア高気圧の増幅機構の 1 つであることを提唱した Takaya and Nakamura (2005)の解析結果と整合する。500hPa 高度に対応して、海面気圧は北日本付近～その東海上で負偏差、西・中央シベリアやアラスカの南海上を中心に正偏差となる傾向がある(第 1.3-22 図(b))。これらの特徴は、アリューシャン低気圧が平年の位置と比べて南西側に偏って弱い傾向や、シベリア高気圧が平年と比べて強化する傾向を示しており、日本付近では北西季節風の影響を受けやすいことと対応している。これに対し、シベリア高気圧が弱化する傾向はエルニーニョ現象時には見られず(第 1.3-16 図(b))、シベリア高気圧の強弱の ENSO に対する非対称性が見られることは興味深い。また、北日本～その東海上の負偏差や、アラスカの南海上を中心とする正偏差は等価順圧構造を示し(第 1.3-22 図(a)と(b))、偏西風の蛇行が上記のアリューシャン低気圧の平年からの偏りと関連していると考えられる。北太平洋中部の中緯度帯では、偏西風の北偏(第 1.3-20 図(a))に関連して、高周波擾乱によるフィードバック効果が高度正偏差の維持に寄与している(第 1.3-22 図(c))。850hPa 気温では、

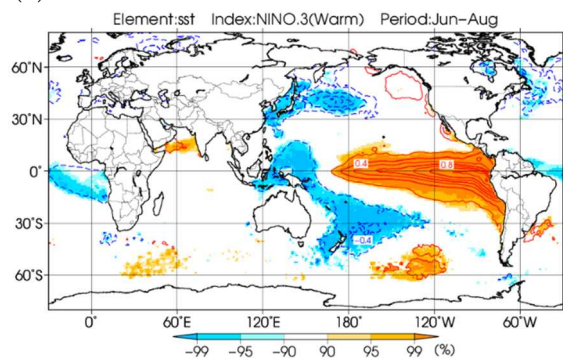
東アジア～東・西日本付近の広い範囲で低温偏差となり(第 1.3-22 図(c))、これは上空に寒気が入りやすいこと(第 1.3-22 図(a))や、北西季節風の影響を受けやすいこと(第 1.3-22 図(b))と対応している。さらに、中国東部～本州の東海上では、高周波擾乱の活動が平年と比べて不活発であり(第 1.3-22 図(d))、北西季節風の影響を受けやすいことと整合し、南岸低気圧の活動が平年と比べて不活発となる傾向を示している。この特徴も、エルニーニョ現象時に南岸低気圧の活動が活発となる傾向を示した Ueda et al. (2017)の結果と矛盾しない。

(2) 日本の天候の特徴

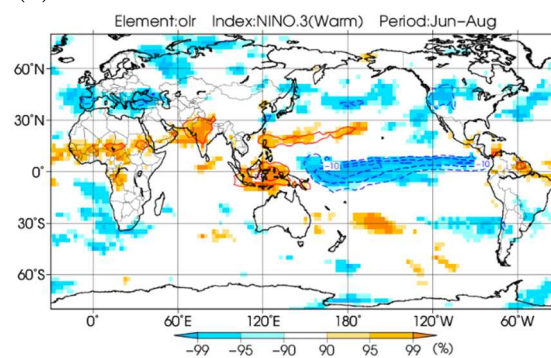
ラニーニャ現象が発生しているときの日本の平均気温の傾向は、冬は統計的に有意ではないが、低温側への偏りが見られ(第 1.3-23 図(a))、冬前半には東・西日本で並か低い傾向が見られる(第 1.3-23 図(d))。これらの特徴は、合成図の特徴に見られた北西季節風が強い傾向や、上空の寒気が入りやすい傾向と対応する(第 1.3-22 図(a)と(b))。降水量の傾向は、冬は統計的に有意ではない一方(第 1.3-23 図(b))、冬前半には北日本日本海側で多く、東日本太平洋側や西日本で少ない傾向が見られる(第 1.3-23 図(e))。日照時間もまた、冬は統計的に有意な傾向が見られない一方(第 1.3-23 図(c))、冬前半には西日本で多く、沖縄・奄美では並か少ない傾向が見られる(第 1.3-23 図(f))。これらの傾向は、北寄りの季節風が平年と比べて強い傾向(第 1.3-22 図(b))や南岸低気圧の影響を受けにくい傾向(第 1.3-22 図(d)、Ueda et al. 2017)と対応している。

以上の結果を踏まえて、ラニーニャ現象が日本の冬の天候に与える影響についてまとめた模式図を、第 1.3-24 図に示す。

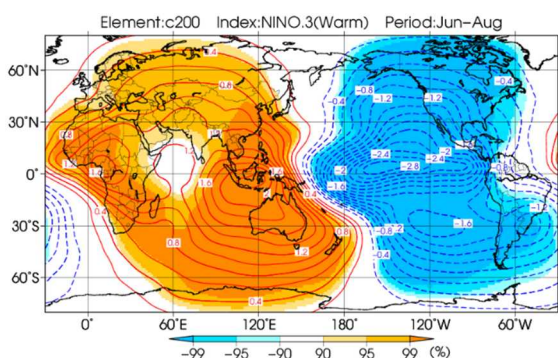
(a) SST



(b) OLR

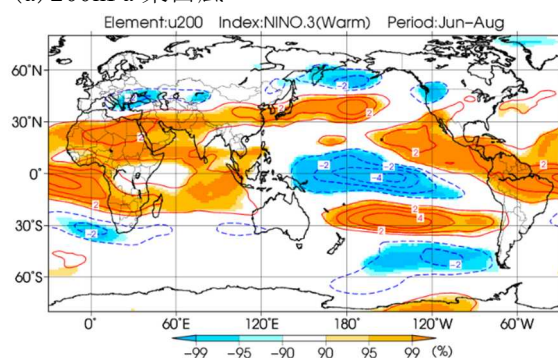


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

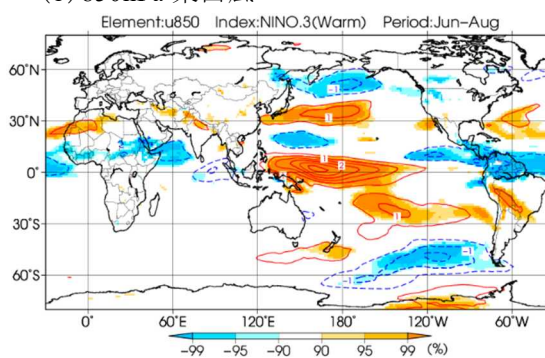


第 1.3-1 図 エルニーニョ現象発生時の夏平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差
等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は 5W/m^2 間隔、(c)は $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 間隔。陰影は信頼度水準 90、95、99% で統計的に有意な領域を示す(負の値: 寒色、正の値: 暖色)。

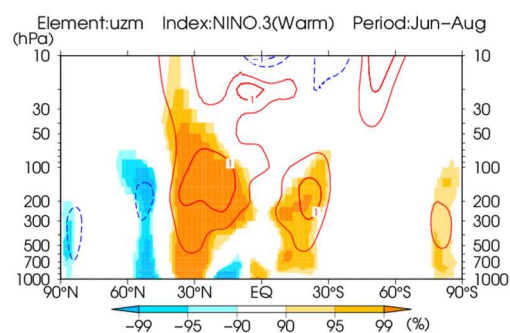
(a) 200hPa 東西風



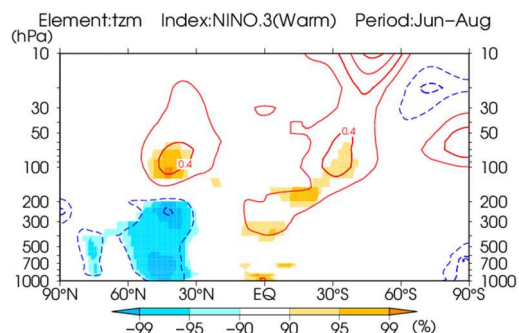
(b) 850hPa 東西風



(c) 帯状平均東西風



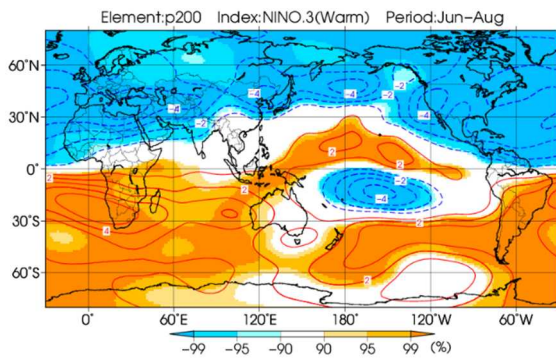
(d) 帯状平均気温



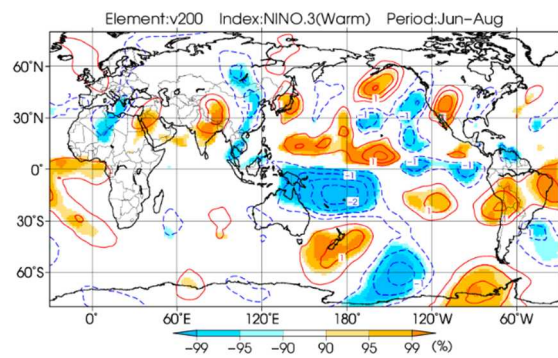
第 1.3-2 図 エルニーニョ現象発生時の夏平均の東西風及び帯状平均場の偏差

(a)は 200hPa 東西風、(b)は 850hPa 東西風、(c)は帯状平均東西風、(d)は帯状平均気温。等値線間隔は、(a)1m/s、(b)0.5m/s、(c)0.5m/s、(d)0.2 $^{\circ}\text{C}$ 。陰影は第 1.3-1 図と同じ。

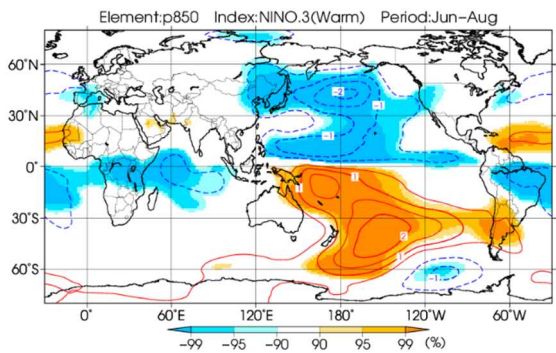
(a) 200hPa 流線関数



(b) 200hPa 南北風



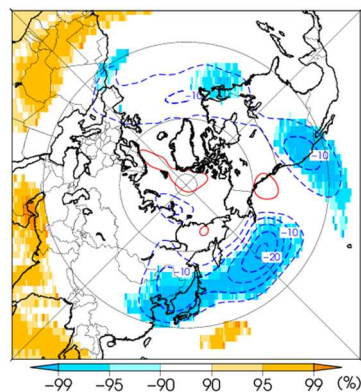
(c) 850hPa 流線関数



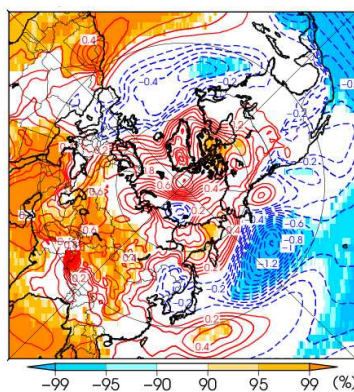
第 1.3-3 図 エルニーニョ現象発生時の夏平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)200hPa 南北風偏差、(c)850hPa 流線関数偏差

等値線間隔は、(a)は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)は 0.5m/s 、(c)は $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は第 1.3-1 図と同じ。

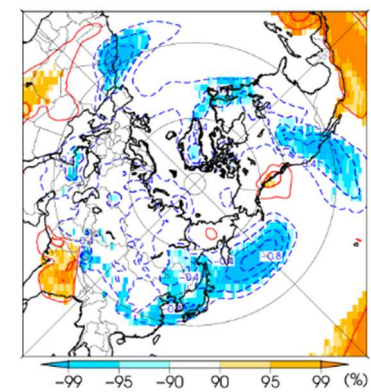
(a) Z500



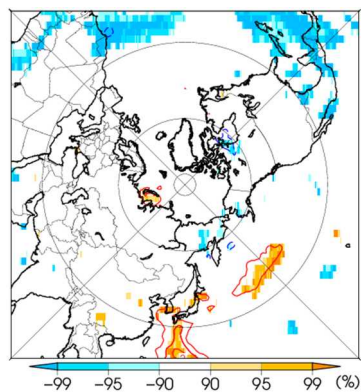
(b) SLP



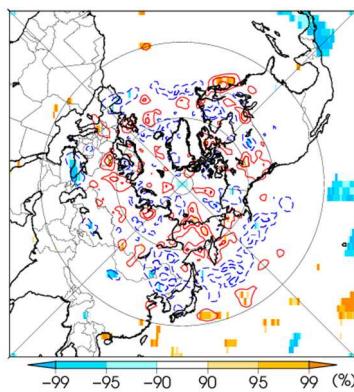
(c) T850



(d) KE850



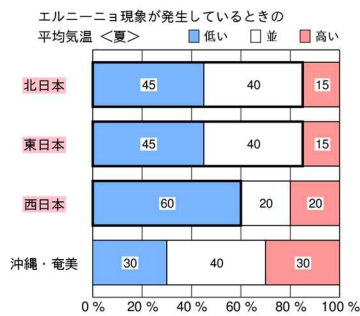
(e) dzdtv300



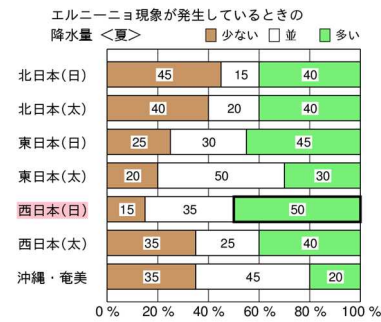
第 1.3-4 図 エルニーニョ現象発生時の夏平均の(a)500hPa 高度偏差、(b)海面気圧偏差、(c)850hPa 気温偏差、(d)850hPa 高周波擾乱の運動エネルギーの偏差、(e)300hPa 高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う高度変化率の偏差

等値線間隔は、(a)は 5m 、(b)は 0.1hPa 、(c)は 0.2°C 、(d)は $1 \text{m}^2/\text{s}^2$ 、(e)は 0.5m/day 。陰影は第 1.3-1 図と同じ。

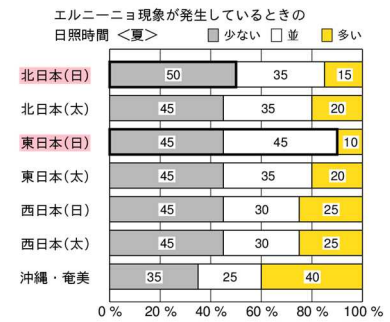
(a) 平均気温(6~8月:夏)



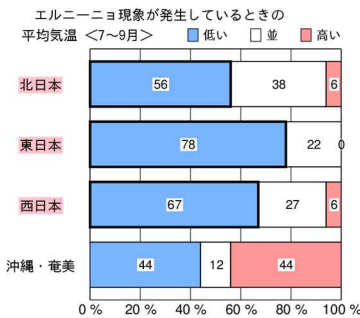
(b) 降水量(6~8月:夏)



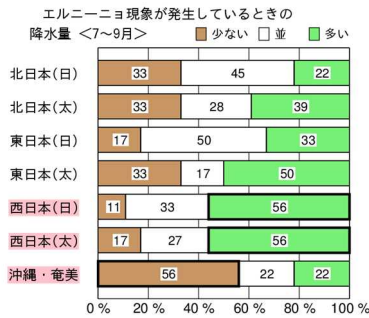
(c) 日照時間(6~8月:夏)



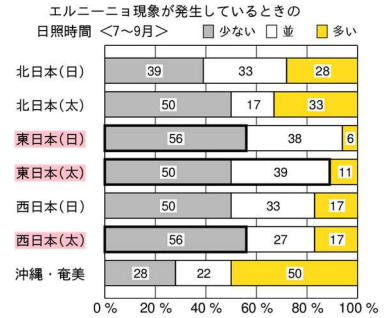
(d) 平均気温(7~9月:夏後半)



(e) 降水量(7~9月:夏後半)

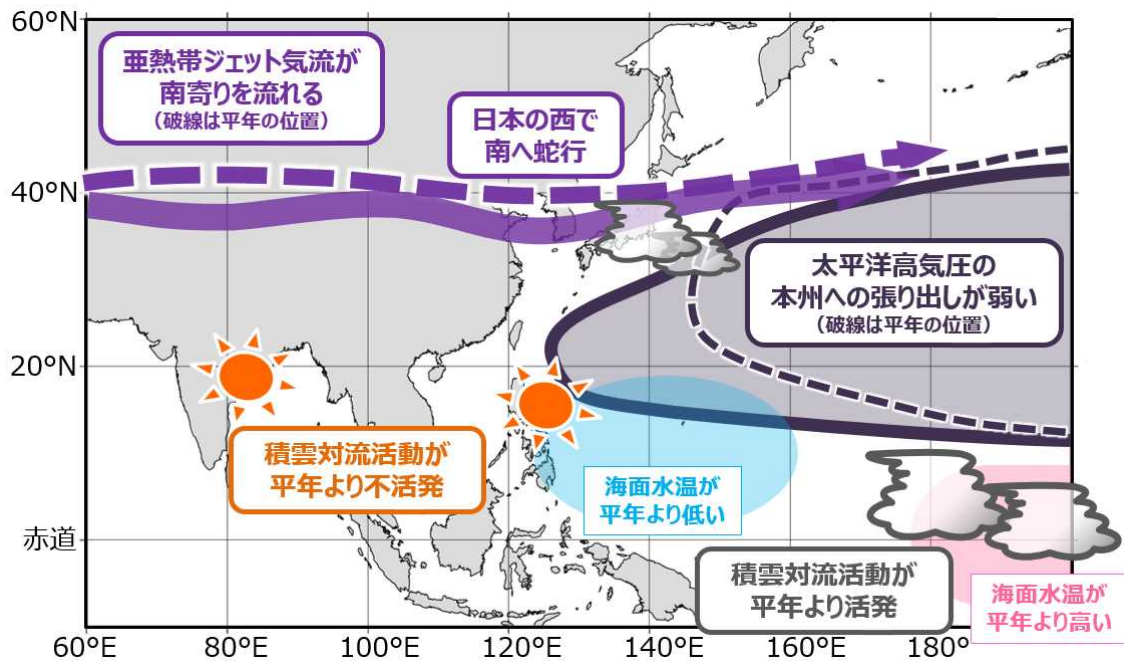


(f) 日照時間(7~9月:夏後半)



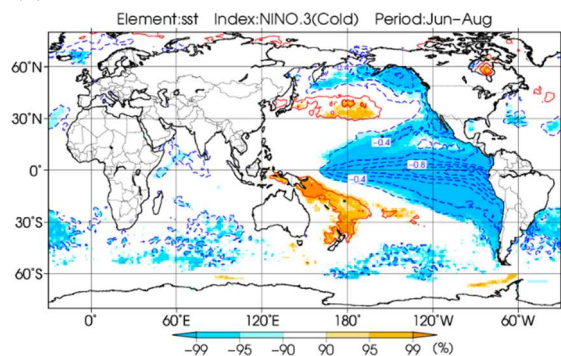
第 1.3-5 図 エルニーニョ現象が発生しているときの(上段)6~8月(夏)及び(下段)7~9月(夏後半)における日本の(左)平均気温、(中)降水量、(右)日照時間

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。岩崎(2024)及び気象庁(2023a)から引用。

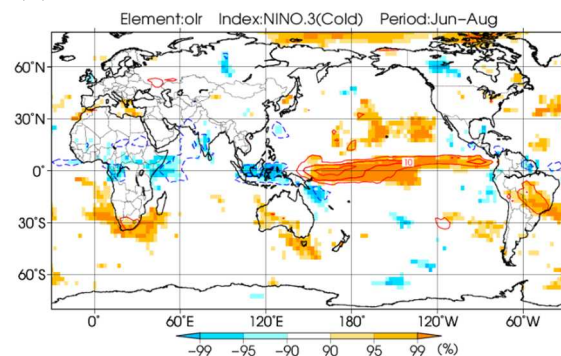


第 1.3-6 図 エルニーニョ現象に伴う北半球夏の気候循環場の変動における統計的な特徴
模式図は、気候循環場の合成図解析に基づき、日本の夏の気候への影響に着目して作成した。

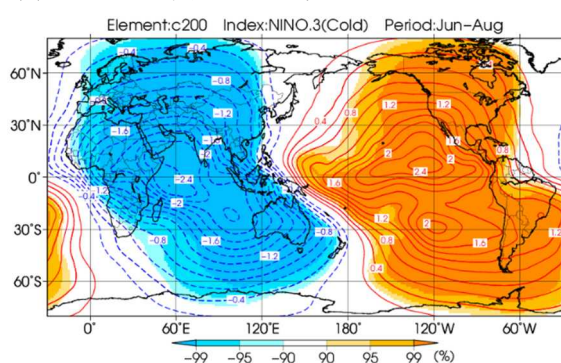
(a) SST



(b) OLR

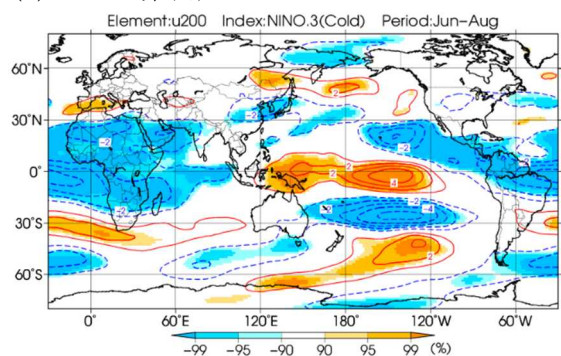


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

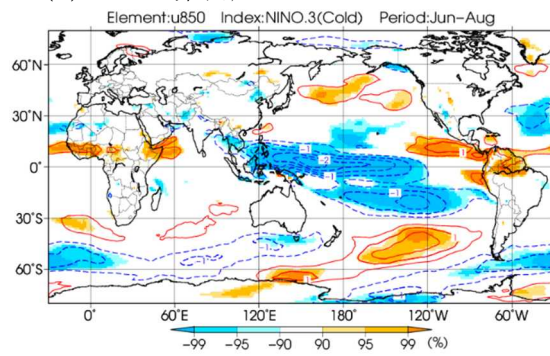


第 1.3-7 図 ラニーニャ現象発生時の夏平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は $5\text{W}/\text{m}^2$ 間隔、(c)は $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は信頼度水準 90、95、99% で統計的に有意な領域を示す(負の値: 寒色、正の値: 暖色)。

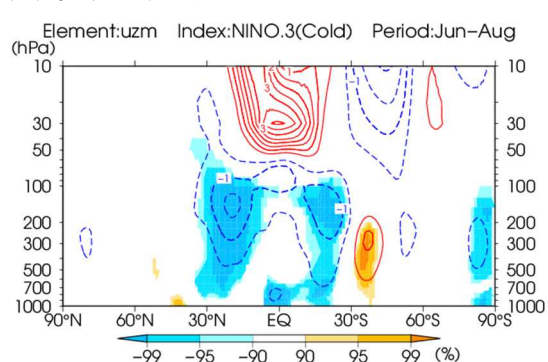
(a) 200hPa 東西風



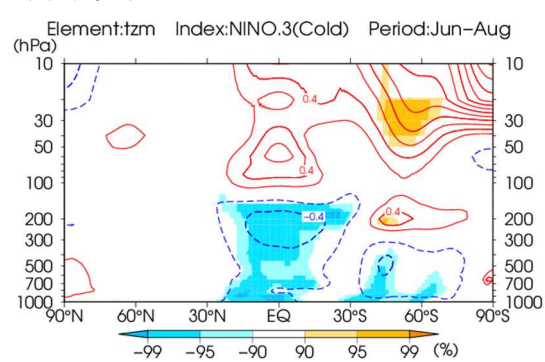
(b) 850hPa 東西風



(c) 帯状平均東西風



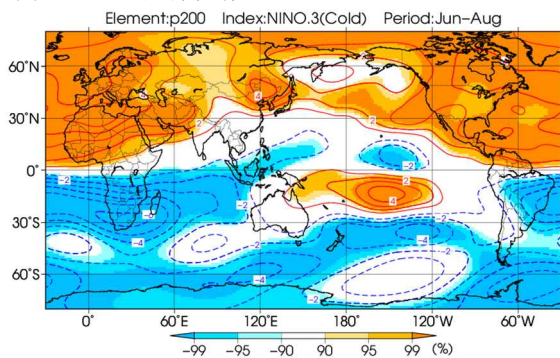
(d) 帯状平均気温



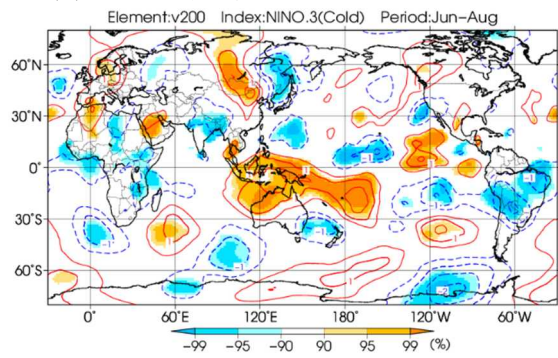
第 1.3-8 図 ラニーニャ現象発生時の夏平均の東西風及び帯状平均場の偏差

(a)は 200hPa 東西風、(b)は 850hPa 東西風、(c)は帯状平均東西風、(d)は帯状平均気温。等値線間隔は、(a)1m/s、(b)0.5m/s、(c)0.5m/s、(d)0.2°C。陰影は第 1.3-7 図と同じ。

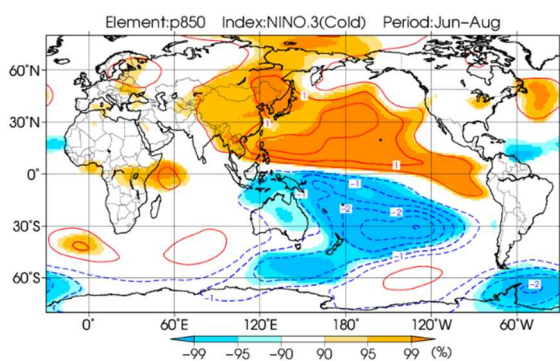
(a) 200hPa 流線関数



(b) 200hPa 南北風



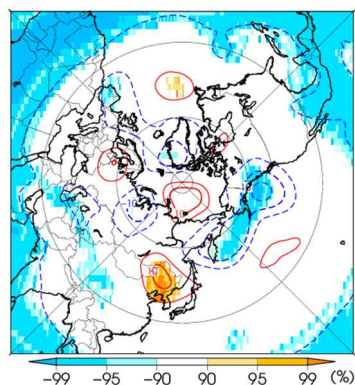
(c) 850hPa 流線関数



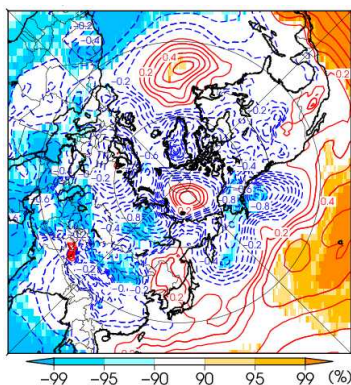
第 1.3-9 図 ラニーニャ現象発生時の夏平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)200hPa 南北風偏差、(c)850hPa 流線関数偏差

等値線間隔は、(a)は $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(b)は 0.5 m/s 、(c)は $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は第 1.3-7 図と同じ。

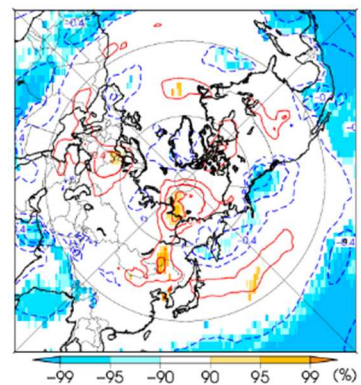
(a) Z500



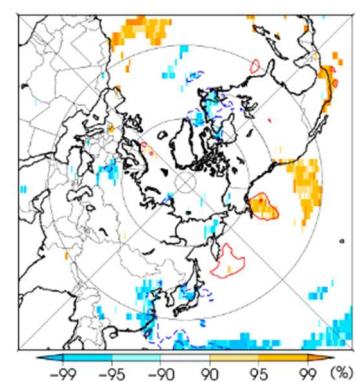
(b) SLP



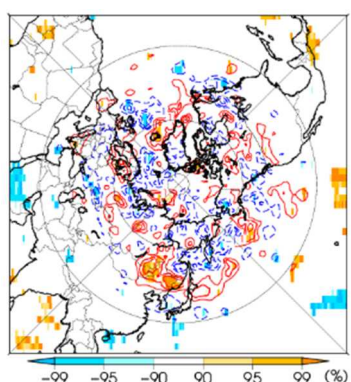
(c) T850



(d) KE850

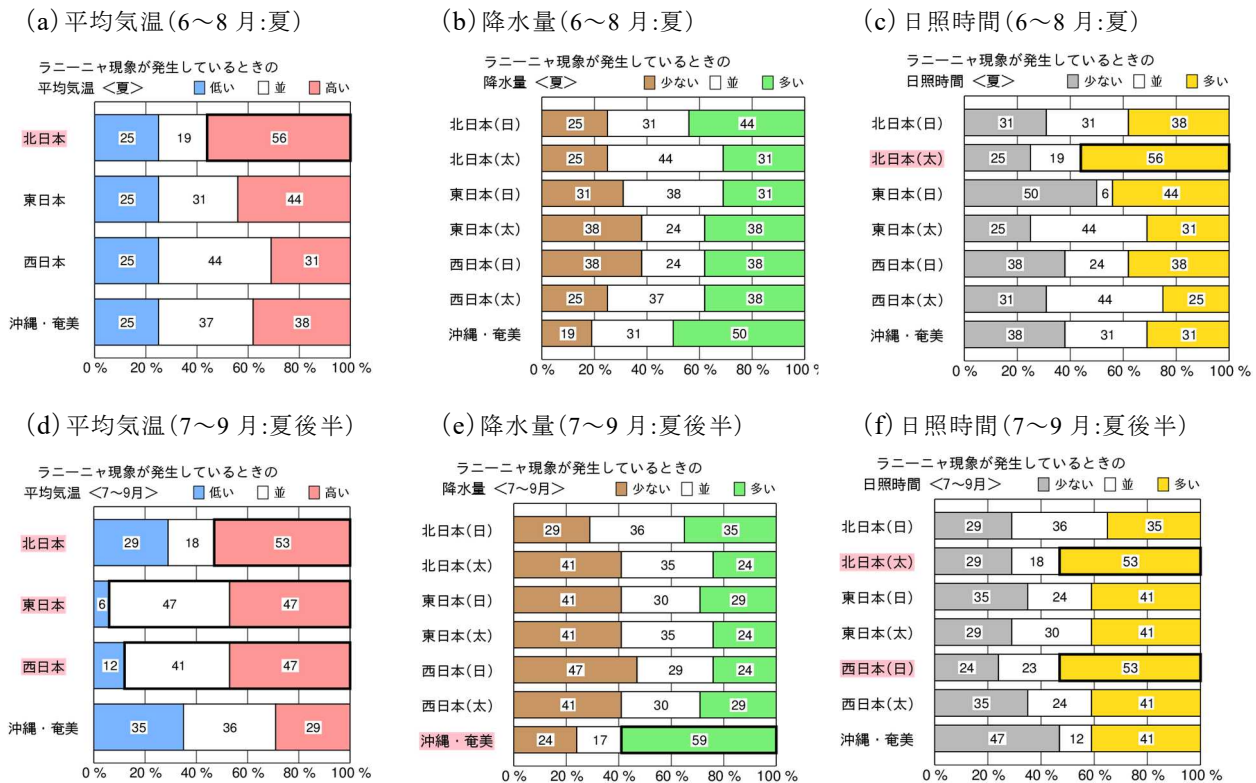


(e) dzdtv300

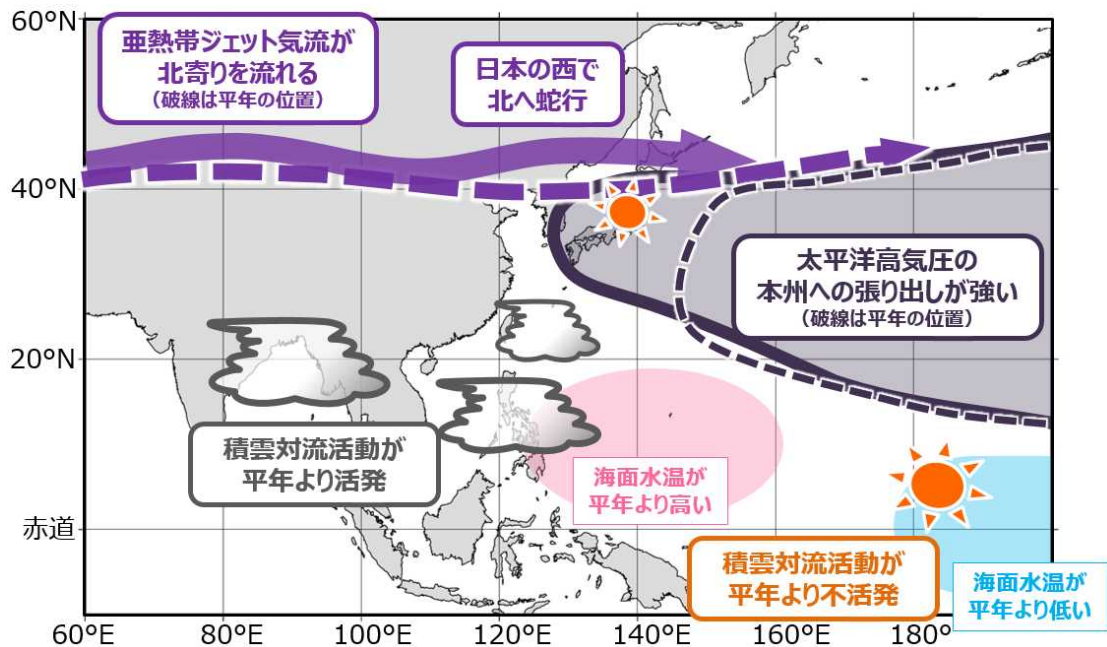


第 1.3-10 図 ラニーニャ現象が発生した年で合成した、夏平均の(a)500hPa 高度偏差、(b)海面気圧偏差、(c)850hPa 気温偏差、(d)850hPa 高周波擾乱の運動エネルギーの偏差、(e)300hPa 高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う高度変化率の偏差

等値線間隔は、(a)は 5 m 、(b)は 0.1 hPa 、(c)は 0.2°C 、(d)は $1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、(e)は 0.5 m/day 。陰影は第 1.3-7 図と同じ。

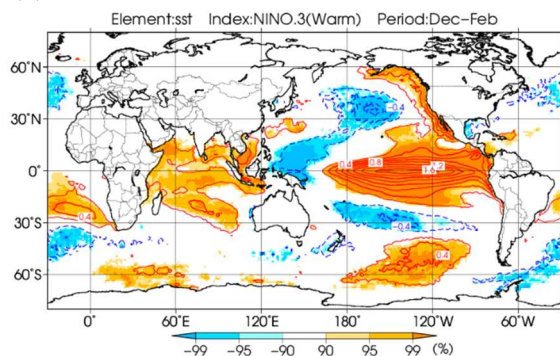


第 1.3-11 図 ラニーニャ現象が発生しているときの(上段)6～8月(夏)及び(下段)7～9月(夏後半)における日本の(左)平均気温、(中)降水量、(右)日照時間
棒グラフの数値は階級の出現率(%)を表す。二項検定において信頼度水準 90%で統計的に有意である地域名には赤い帯をかけ、その階級を黒い太枠で囲った。岩崎(2024)及び気象庁(2023a)から引用。

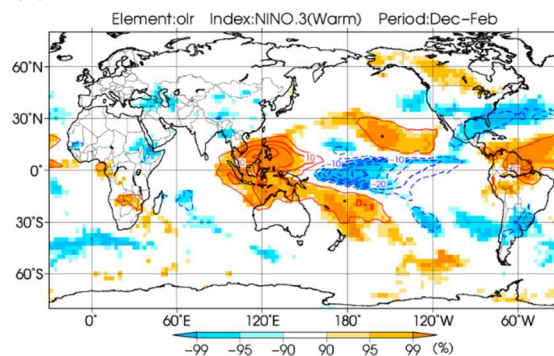


第 1.3-12 図 ラニーニャ現象に伴う北半球夏の気候循環場の変動における統計的な特徴
模式図は、気候循環場の合成図解析に基づき、日本の夏の天候への影響に着目して作成した。

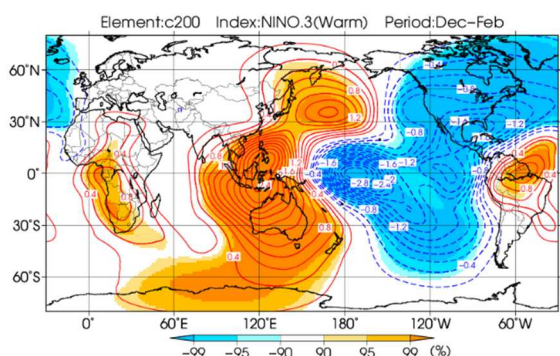
(a) SST



(b) OLR

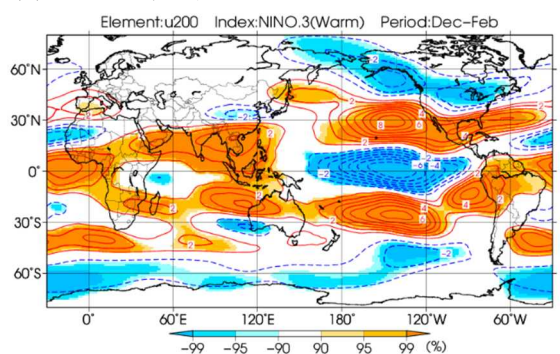


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

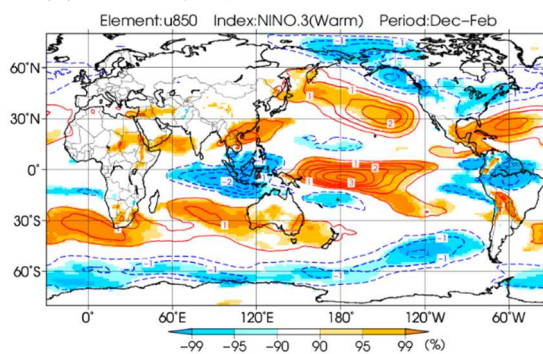


第 1.3-13 図 エルニーニョ現象発生時の冬平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差
等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は $5\text{W}/\text{m}^2$ 間隔、(c)は $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は信頼度水準 90、95、99%で統計的に有意な領域を示す(負の値:寒色、正の値:暖色)。

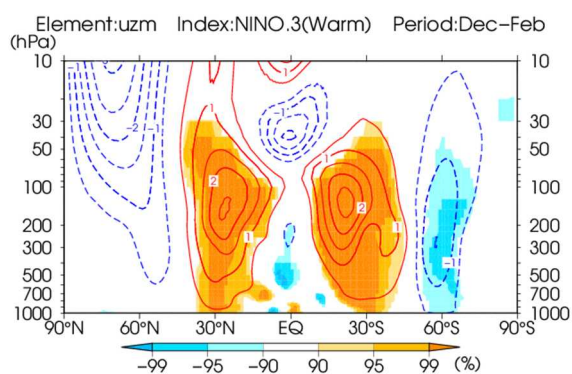
(a) 200hPa 東西風



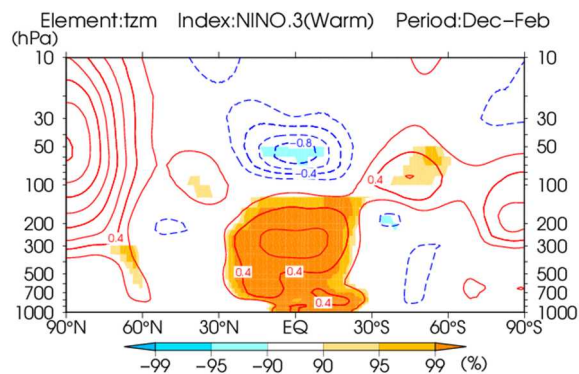
(b) 850hPa 東西風



(c) 帯状平均東西風



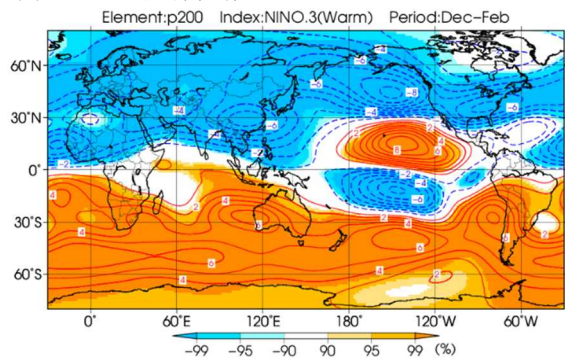
(d) 帯状平均気温



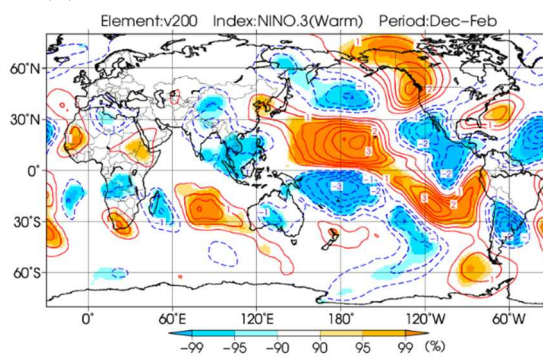
第 1.3-14 図 エルニーニョ現象発生時の冬平均の東西風及び帯状平均場の偏差

(a)は 200hPa 東西風、(b)は 850hPa 東西風、(c)は帯状平均東西風、(d)は帯状平均気温。等値線間隔は、(a)1m/s、(b)0.5m/s、(c)0.5m/s、(d)0.2 $^{\circ}\text{C}$ 。陰影は第 1.3-13 図と同じ。

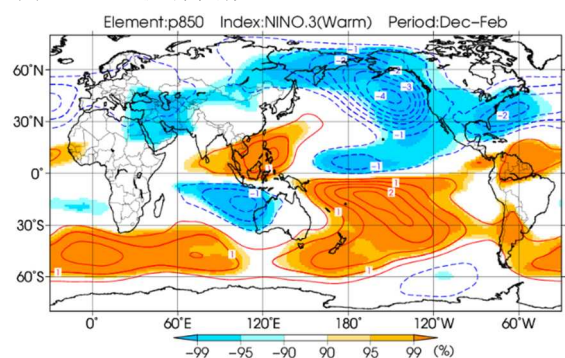
(a) 200hPa 流線関数



(b) 200hPa 南北風



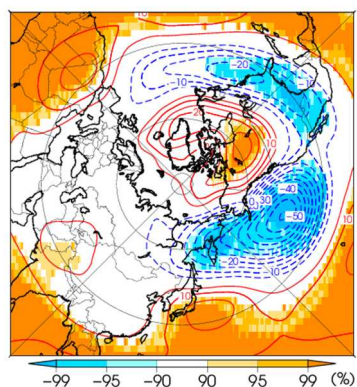
(c) 850hPa 流線関数



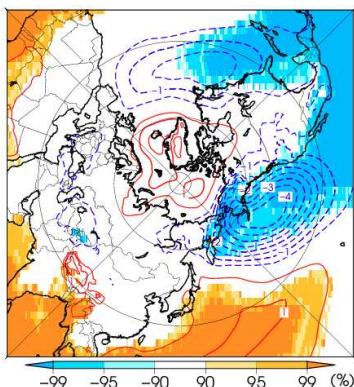
第 1.3-15 図 エルニーニョ現象発生時の冬平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)200hPa 南北風偏差、(c)850hPa 流線関数偏差

等値線間隔は、(a)は $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(b)は 0.5 m/s 、(c)は $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は第 1.3-13 図と同じ。

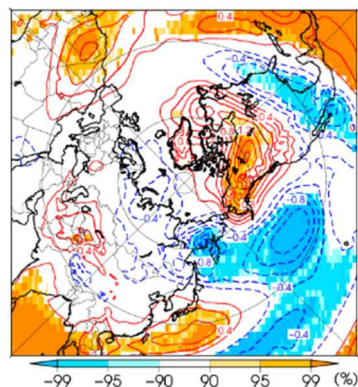
(a) Z500



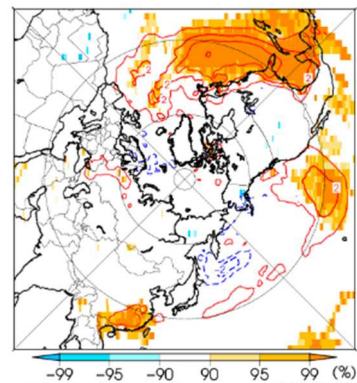
(b) SLP



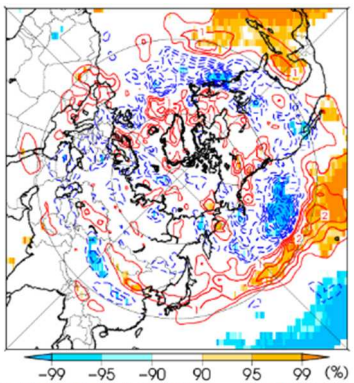
(c) T850



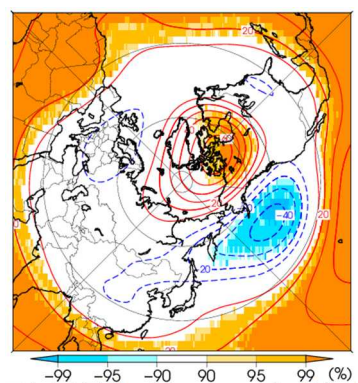
(d) KE850



(e) dzdtv300



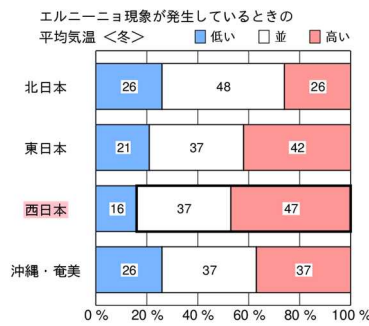
(f) Z100



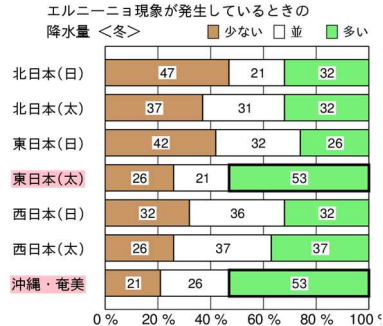
第 1.3-16 図 エルニーニョ現象発生時の冬平均の(a)500hPa 高度偏差、(b)海面気圧偏差、(c)850hPa 気温偏差、(d)850hPa 高周波擾乱の運動エネルギーの偏差、(e)300hPa 高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う高度変化率の偏差、(f)100hPa 高度偏差

等値線間隔は、(a)は 5 m 、(b)は 0.5 hPa 、(c)は 0.2°C 、(d)は $1 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、(e)は 0.5 m/day 、(f)は 10 m 。陰影は第 1.3-13 図と同じ。

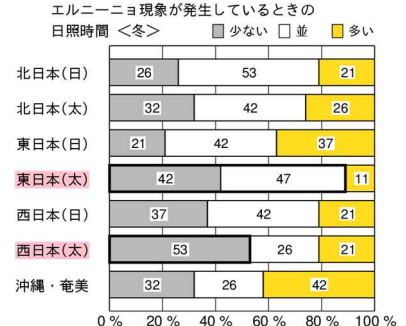
(a) 平均気温 (12～2 月:冬)



(b) 降水量 (12～2 月:冬)

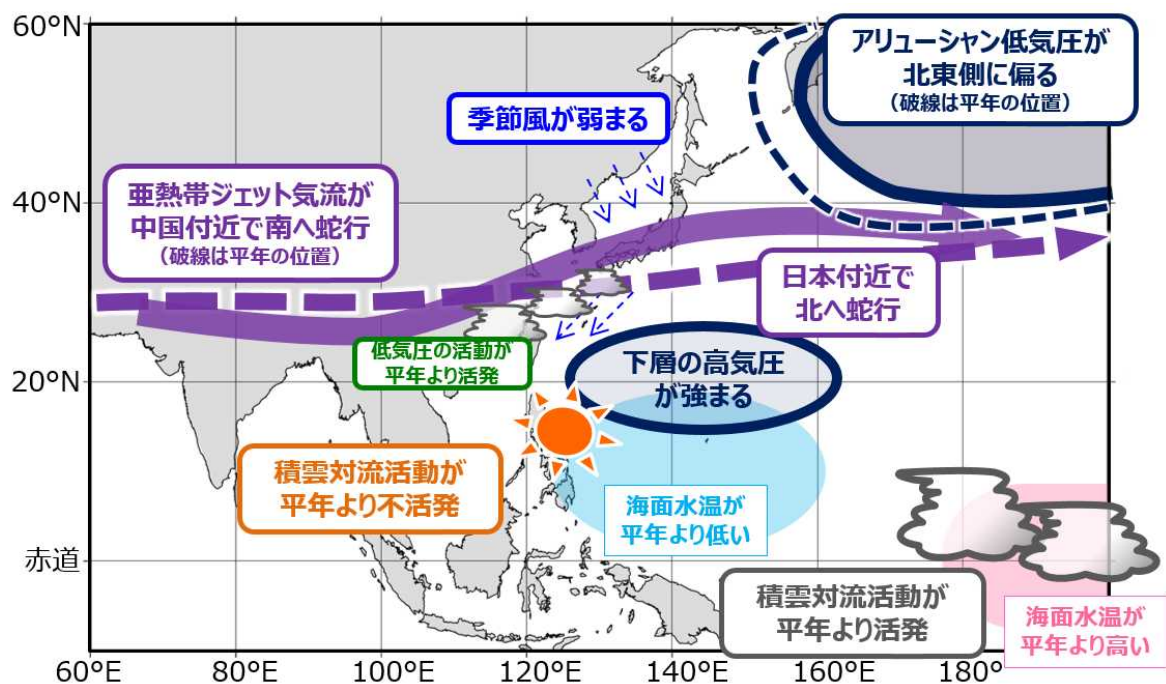


(c) 日照時間 (12～2 月:冬)



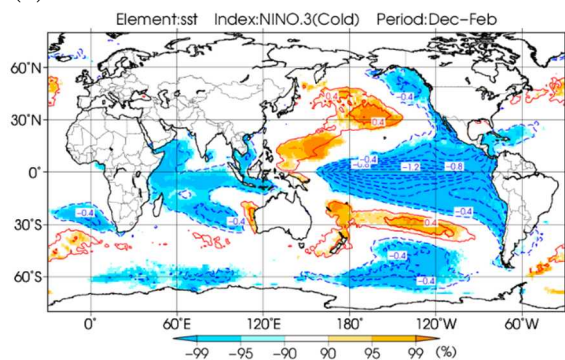
第 1.3-17 図 エルニーニョ現象が発生しているときの 12～2 月(冬)の日本の(左)平均気温、(中)降水量、(右)日照時間

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。岩崎(2024)及び気象庁(2023a)から引用。

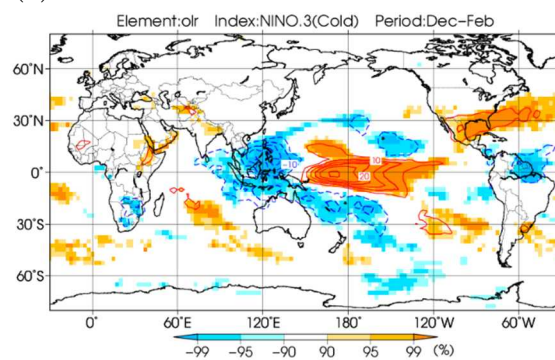


第 1.3-18 図 エルニーニョ現象に伴う北半球冬の大気循環場の変動における統計的な特徴
模式図は、大気循環場の合成図解析に基づき、日本の冬の天候への影響に着目して作成した。

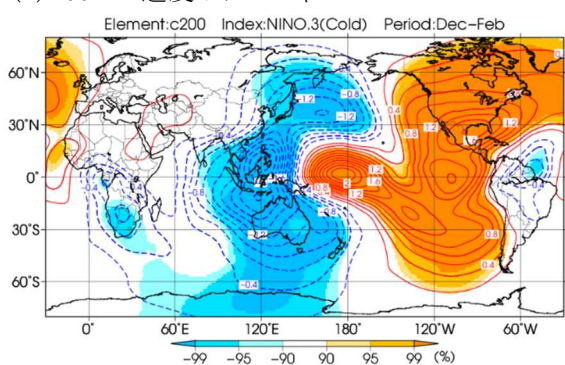
(a) SST



(b) OLR

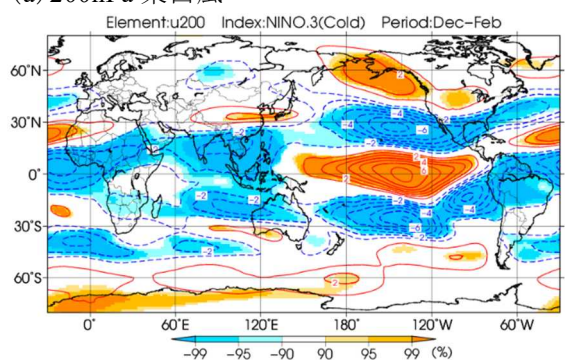


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

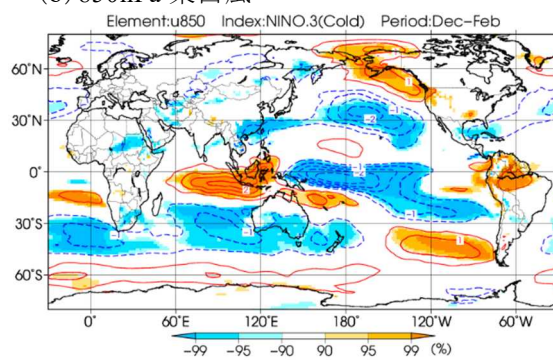


第 1.3-19 図 ラニーニャ現象発生時の冬平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差
等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は $5\text{W}/\text{m}^2$ 間隔、(c)は $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は信頼水準 90、95、99% で統計的に有意な領域を示す(負の値: 寒色、正の値: 暖色)。

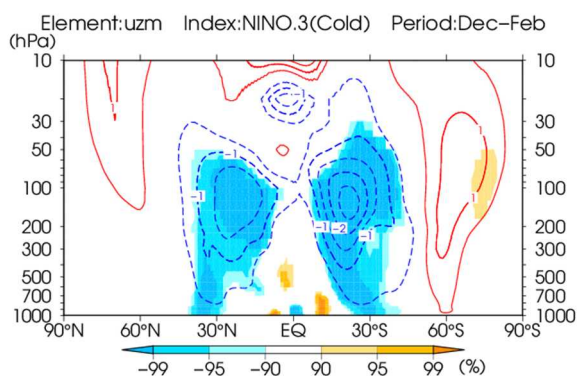
(a) 200hPa 東西風



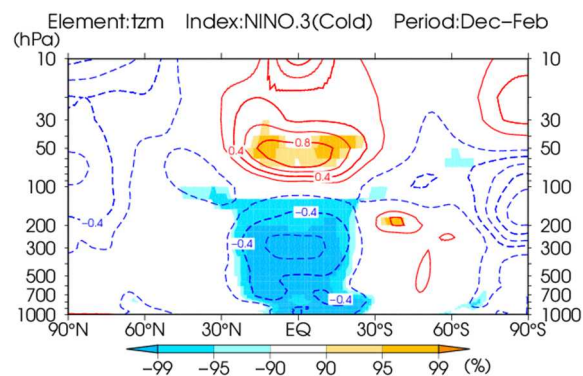
(b) 850hPa 東西風



(c) 帯状平均東西風



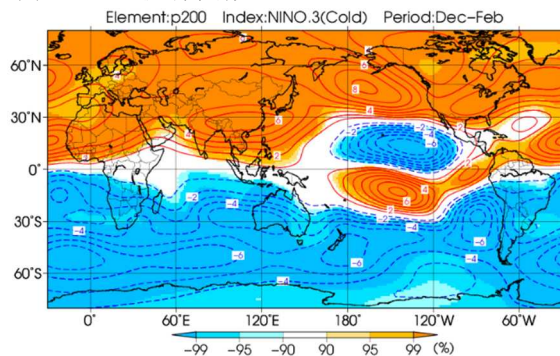
(d) 帯状平均気温



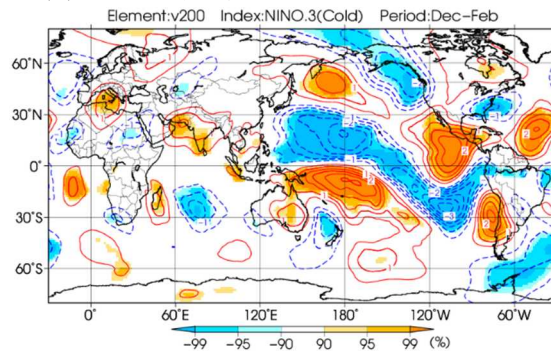
第 1.3-20 図 ラニーニャ現象発生時の冬平均の東西風及び帯状平均場の偏差

(a)は 200hPa 東西風、(b)は 850hPa 東西風、(c)は帯状平均東西風、(d)は帯状平均気温。等値線間隔は、(a) $1\text{m}/\text{s}$ 、(b) $0.5\text{m}/\text{s}$ 、(c) $0.5\text{m}/\text{s}$ 、(d) 0.2°C 。陰影は第 1.3-19 図と同じ。

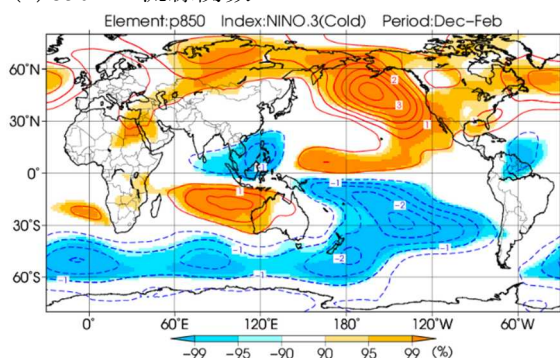
(a) 200hPa 流線関数



(b) 200hPa 南北風



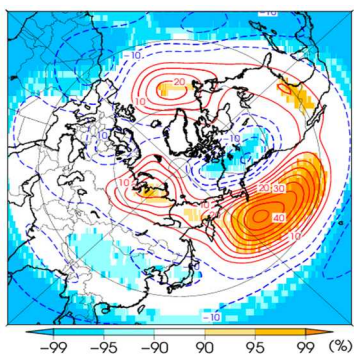
(c) 850hPa 流線関数



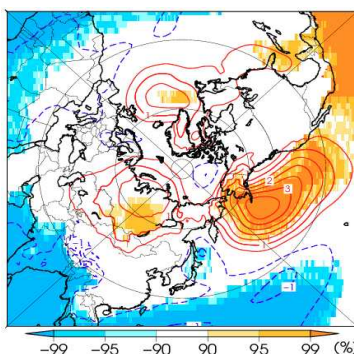
第 1.3-21 図 ラニーニャ現象発生時の冬平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)200hPa 南北風偏差、(c)850hPa 流線関数偏差

等値線間隔は、(a)は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)は 0.5m/s 、(c)は $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は第 1.3-19 図と同じ。

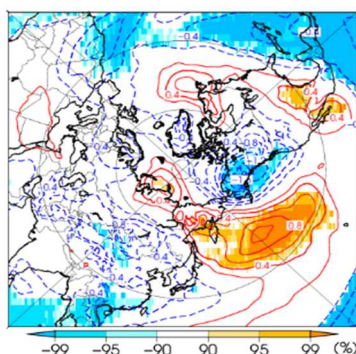
(a) Z500



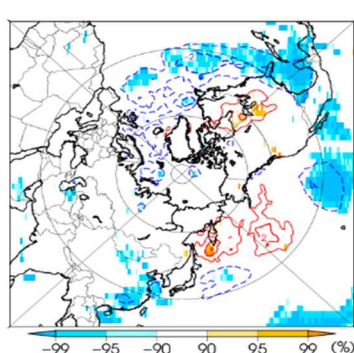
(b) SLP



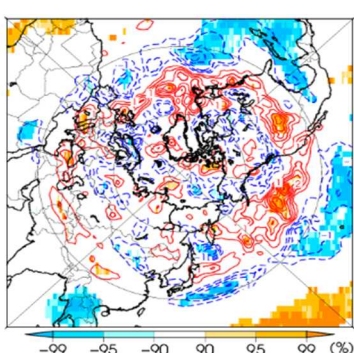
(c) T850



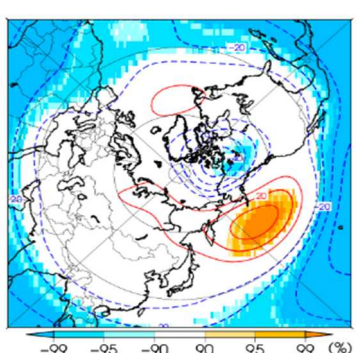
(d) KE850



(e) dzdtv300



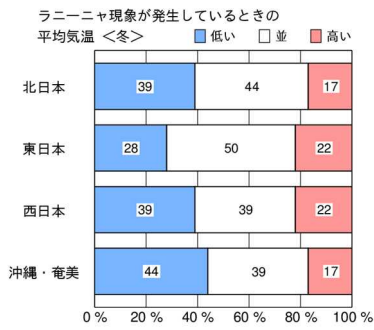
(f) Z100



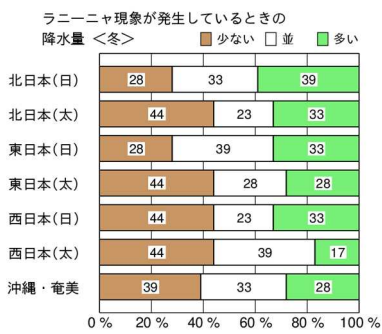
第 1.3-22 図 ラニーニャ現象発生時の冬平均の(a)500hPa 高度偏差、(b)海面気圧偏差、(c)850hPa 気温偏差、(d)850hPa 高周波擾乱の運動エネルギーの偏差、(e)300hPa 高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う高度変化率の偏差、(f)100hPa 高度偏差

等値線間隔は、(a)は 5m 、(b)は 0.5hPa 、(c)は 0.2°C 、(d)は $1 \text{m}^2/\text{s}^2$ 、(e)は 0.5m/day 、(f)は 10m 。陰影は第 1.3-19 図と同じ。

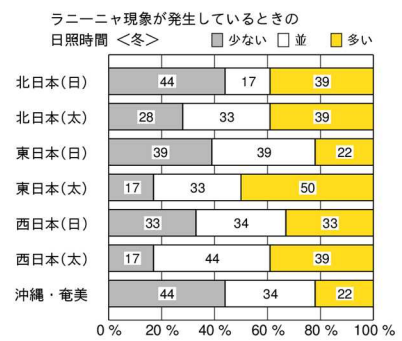
(a) 平均気温(12～2月:冬)



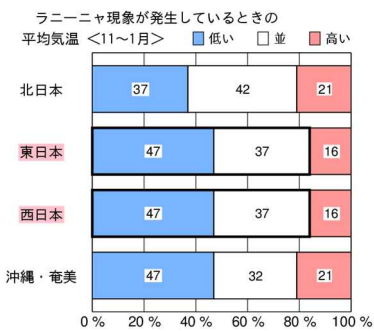
(b) 降水量(12～2月:冬)



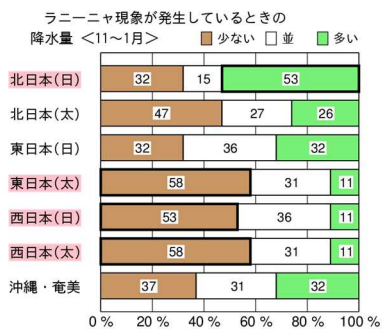
(c) 日照時間(12～2月:冬)



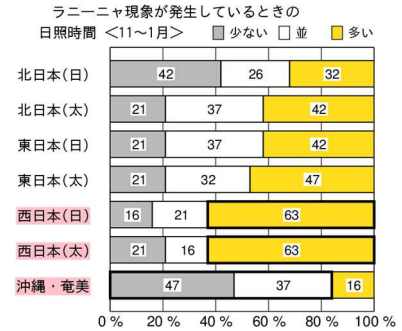
(d) 平均気温(11～1月:冬前半)



(e) 降水量(11～1月:冬前半)

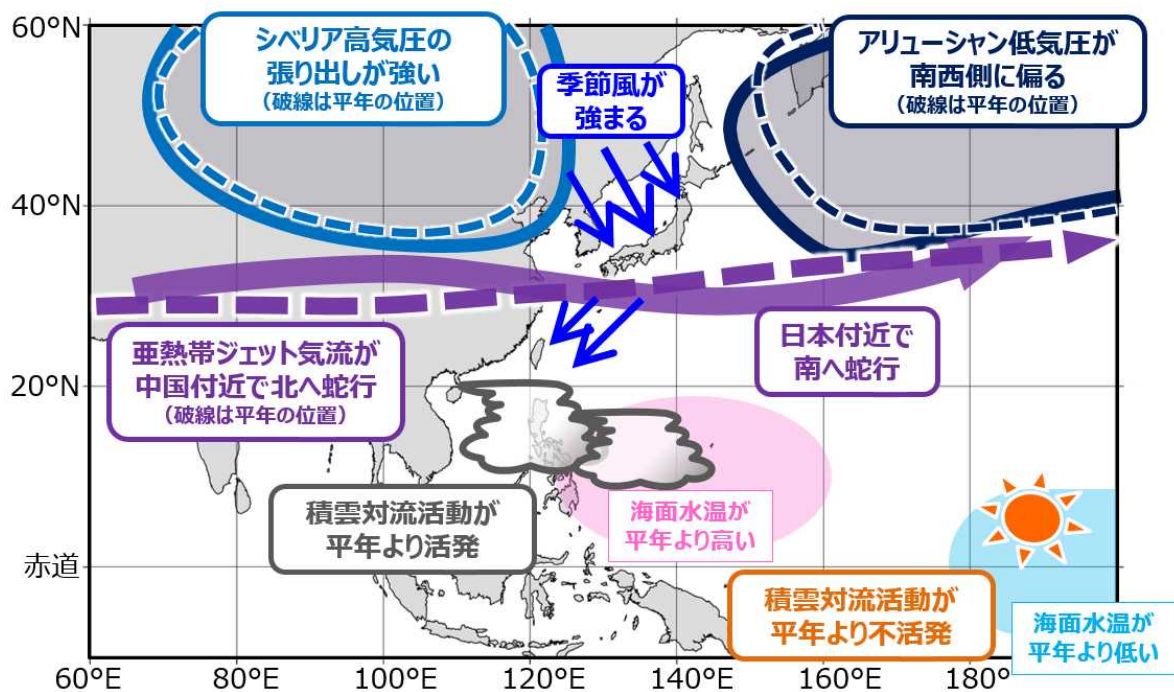


(f) 日照時間(11～1月:冬前半)



第 1.3-23 図 ラニーニャ現象が発生しているときの(上段)12～2月(冬)及び(下段)11～1月(冬前半)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。岩崎(2024)及び気象庁(2023a)から引用。



第 1.3-24 図 ラニーニャ現象に伴う北半球冬の気循環場の変動における統計的な特徴
模式図は、気循環場の合成図解析に基づき、日本の冬の天候への影響に着目して作成した。

1.4 まとめと議論

エルニーニョ・ラニーニャ現象が夏と冬の日本の天候に及ぼす影響とそのメカニズムについて、主に大気循環場の合成図解析や先行研究の結果に基づき評価した。合成図に見られた海面水温や大気循環場の特徴より、エルニーニョ・ラニーニャ現象に対応した海面水温の偏差パターンが、熱帯の対流活動の平年からの偏りをもたらし、亜熱帯ジェット気流の南北偏や蛇行をはじめとする対流圏上層の大気循環場の変動に影響を及ぼし、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プロセスを提示した。また、熱帯の対流活動の変化は、フィリピン付近を中心とする対流圏下層の大気循環場に影響を及ぼし、日本の天候にも影響すると考えられた。これらの結果は、いずれも先行研究と整合していた。

前節で述べたとおり、エルニーニョ・ラニーニャ現象が発生した年とその翌年では大気循環場の特徴が異なる傾向があることを踏まえ、第3章ではエルニーニョ現象衰退期あるいは終息後の夏の特徴について記述する。また、夏の対流圏下層の大気循環場の合成図に見られた南北偏するアジアジェット気流に沿う特定の地理的位相を持つ波列状の偏差パターンが見られる要因として、上記の Hong and Lu (2016)、Hong et al. (2018)、Hong et al. (2021)による統計的な特徴のほか、大規模地形による強制、順圧不安定に伴う基本場と擾乱の相互作用による影響も示唆されている(たとえば、Simmons et al. 1983、Sato and Takahashi 2006 など)が、そのメカニズムは明らかではない。ユーラシア大陸上のジェット気流の蛇行の位相は、下流側に位置する日本の天候に大きく関連する循環場の特徴であり、そのメカニズムについては今後詳細な調査が必要である。また、中緯度帯に位置する日本の天候は、エルニーニョ・ラニーニャ現象のみならず、エルニーニョ現象時の冬の合成図に統計的に見られたような北極振動や、主に中・高緯度における大気の内部分動によって駆動されるテレコネクションパターンの影響を受けることに留意する必要がある。

なお、一括りに ENSO と言っても、SST 偏差パターンの空間分布や時間発展は多様であり(Capotondi et al. 2015、Timmerman et al. 2018)、大気循環場及び

各地の天候への影響の仕方も同じではない。例えば SST 正偏差が太平洋赤道域中・東部のうち特に東部で顕著に現れるタイプのエルニーニョ現象 (eastern-Pacific El Niño) に対し、SST 正偏差が太平洋赤道域の東部よりむしろ中部に留まるタイプのエルニーニョ現象 (central-Pacific El Niño; Kao and Yu 2009) が知られるようになり、1990 年代以降その発生及び強度が増加している (Lee and McPhaden 2010)。さらに近年、複数年続くラニーニャ現象では、1 年目と 2 年目で日本の天候に与える影響が異なることが明らかになってきた (Iwakiri and Watanabe 2020、Nishihira and Sugimoto 2022)。このような ENSO の複雑性に応じた天候影響の違いは今後の調査が求められる。さらに、今般の調査では季節平均場のみを対象としたが、気温の変動度などの季節内変動に対する ENSO の影響についても今後の課題である。

参考文献

- Alexander, M. A., I. Blade, M. Newman, J. R. Lanzante, N. C. Lau, and J. D. Scott, 2002: The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J. Climate*, 15, 2205–2231.
- , and N. C. Lau, and J. D. Scott, 2004: Broadening the Atmospheric Bridge Paradigm: ENSO Teleconnections to the Tropical West Pacific-Indian Oceans Over the Seasonal Cycle and to the North Pacific in Summer. *Earth Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction, Geophys. Monogr.*, 147, Amer. Geophys. Union, 85–103.
- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 104, 30937–30946.
- Baldwin, M. P. and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294, 581–584.
- Barnston, A. G., and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality, and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083–1126.
- Blackmon, M. L., Y.-H. Lee, J. M. Wallace, and H.-H. Hsu, 1984: Time variation of 500-mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *J. Atmos. Sci.*, 41, 981–991.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163–172.
- Capotondi, A., A. T. Wittenberg, M. Newman, E. Di Lorenzo, J. Y. Yu, P. Braconnot, J. Cole, B. Dewitte, B. Giese, E. Guilyardi, F. F. Jin, K. Karnauskas, B. Kirtman, T. Lee, N. Schneider, Y. Xue, and S. W. Yeh, 2015: Understanding ENSO Diversity. *Bull. Amer. Met. Soc.* 96, 921–938.
- Chou, C., J.-Y. Tu, and J. -Y. Yu, 2003: Interannual variability of the western North Pacific summer monsoon: Differences between ENSO and non-ENSO years. *J. Climate*, 16, 2275–2287.
- Dai, Y., and B. Tan, 2019: Two types of the western Pacific pattern, their climate impacts, and the ENSO modulations. *J. Climate*, 32, 823–841.
- 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.
- , 2004: Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82, 1019–1034.
- Goswami, B. N., and P. K. Xavier, 2005: ENSO control on the South Asian monsoon through the length of the rainy season. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18717, <https://doi.org/10.1029/2005GL023216>.
- Guilyardi, E., 2006: El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Climate Dyn.*, 26, 329–348.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, 27, 57–75.
- Hirahara, S., Y. Kubo, T. Yoshida, T. Komori, J. Chiba, T. Takakura, T. Kanehama, R. Sekiguchi, K. Ochi, H. Sugimoto, Y. Adachi, I. Ishikawa, and Y. Fujii, 2023: Japan Meteorological Agency/Meteorological Research Institute Coupled Prediction System version 3 (JMA/MRI-CPS3). *J. Meteor. Soc. Japan*, 101, 149–169, doi:10.2151/jmsj.2023-009.
- Hoerling, M. P., A. Kumar, and T. Xu, 2001: Robustness of the Nonlinear Climate Response to ENSO's Extreme Phases. *J. Climate*, 14, 1277–1293.
- Hong, X., and R. Lu, 2016: The meridional displacement of the summer Asian jet, Silk Road pattern, and tropical SST anomalies. *J. Climate*, 29, 3753–3766.
- Hong, X., R. Lu, and S. Li, 2018: Asymmetric relationship between the meridional displacement of the Asian westerly jet and the Silk Road pattern. *Adv. Atmos. Sci.*, 35, 389–396.
- Hong, X., R. Lu, and S. Li, 2021: Interannual relationship between the west Asian and east Asian jet meridional displacements in summer. *J. Climate*, 34, 621–633.
- Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1179–1196.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981: Planetary scale phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 813–829.
- Iwakiri, T., and M. Watanabe, 2020: Multiyear La Niña impact on summer temperature over Japan. *J. Meteorol. Soc. Japan. Ser II* 98, 1245–1260.
- Jin, F.-F., 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual Model. *J. Atmos. Sci.*, 54, 811–829.
- Ju, J., and J. M. Slingo, 1995: The Asian summer monsoon and ENSO. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 1133–1168.
- Julian, P. R., and R. M. Chervin, 1978: Study of the Southern Oscillation and Walker circulation phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1433–1451.
- Kao, H. Y., and J. Y. Yu, 2009: Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *J. Climate*, 22, 615–632.
- Kawamura, R., 1998: Possible Mechanism of the Asian Summer Monsoon-ENSO coupling. *J. Met. Soc. Japan*, 76, 1009–1027.
- Klein, S. A., B. J. Soden, and N. -C. Lau, 1999: Remote sea surface variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, 12, 917–932.
- 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. 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. Tokuhito, Y. Sato, Y.

- Matsushita, and K. Onogi, 2024: The JRA-3Q reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 102, 49-109, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2024-004>.
- Kurihara, Y., T. Sakurai, and T. Kuragano, 2006: Global daily sea surface temperature analysis using data from satellite microwave radiometer, satellite infrared radiometer and in-situ observations. *Weather Service Bulletin*, 73, Special issue, s1–s18 (in Japanese).
- Lau, N.-C., and M. J. Nath, 1996: The role of the “atmospheric bridge” in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *J. Climate*, 9, 2036–2057.
- Lee, T., and M. J. McPhaden, 2010: Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, 37, e2010GL044007, doi.org/10.1029/2010GL044007.
- Liebmann, B., and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 77, 1275–1277.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 25–43.
- Matthews A. J., and G. N. Kiladis, 1999: Interaction between ENSO, transient circulation, and tropical convection over the Pacific. *J. Climate*, 12, 3062–3085.
- Nishii, K., H. Nakamura, and Y. J. Orsolini, 2011: Geographical dependence observed in blocking high influence on the stratospheric variability through enhancement or suppression of upward planetary wave propagation. *J. Climate*, 24, 6408–6423.
- Nishihira, G., and S. Sugimoto, 2022: Severe Cold Winters in East Asia Linked to First Winter of La Niña Events and in North America Linked to Second Winter. *Geophys. Res. Lett.*, 49, e2021GL095334, doi.org/10.1029/2021GL095334.
- 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.
- Rasmusson, E. M., X. Wang, and C. F. Ropelewski, 1990: The biennial component of ENSO variability. *J. Mar. Syst.*, 1, 71–96.
- Renwick, J. A., and J. M. Wallace, 1996: Relationships between north Pacific wintertime blocking, El Niño, and the PNA pattern. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2071–2076.
- Robinson, 2002: On the midlatitude thermal response to tropical warmth. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1190, doi:10.1029/2001GL014158.
- Sakai, K., and R. Kawamura, 2009: Remote response of the East Asian winter monsoon to tropical forcing related to El Niño–Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 114, D06105, doi:10.1029/2008JD010824.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988: The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1228–1268.
- Sato, N., and M. Takahashi, 2006: Dynamical Processes Related to the Appearance of Quasi-Stationary Waves on the Subtropical Jet in the Midsummer Northern Hemisphere. *J. Climate*, 19, 1531–1544.
- Schopf, P. S. and M. J. Suarez, 1988: Vacillations in a coupled ocean–atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 549–566.
- Simmons, A. J., 1982: The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 503–514.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace, and G. W. Branstator, 1983: Barotropic Wave Propagation and Instability, and Atmospheric Teleconnection Patterns. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1363–1392.
- Straus, D. M., and J. Shukla, 1997: Variations of midlatitude transient dynamics associated with ENSO. *J. Atmos. Sci.*, 54, 777–790.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2005: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, 62, 4423–4440, doi:10.1175/JAS3629.1.
- Takemura, K., and S. Maeda, 2016: Influence of enhanced variability with zonal wavenumber 1 on Arctic Oscillation in late winter to early spring in El Niño conditions, *SOLA*, 12, 159–164.
- Takemura, K., and H. Mukougawa, 2020: Dynamical relationship between quasi-stationary Rossby wave propagation along the Asian jet and Pacific–Japan pattern in boreal summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 98, 169–187.
- Takemura, K., H. Mukougawa, and S. Maeda, 2020: Large-scale atmospheric circulation related to frequent Rossby wave breaking near Japan in boreal summer, *J. Climate*, 33, 6731–6744.
- Takemura, K., H. Mukougawa, and S. Maeda, 2021: Interdecadal variability of Rossby wave breaking frequency near Japan in August, *SOLA*, 17, 125–129.
- Takemura, K., S. Maeda, K. Yamada, H. Mukougawa, and H. Naoe, 2023: Improved predictability of summertime Rossby wave breaking frequency near Japan in JMA/MRI-CPS3 seasonal forecasts, *Weather and Forecasting*, 38, 999–1010.
- Taschetto, A. S., C. C. Ummenhofer, M. F. Stuecker, D. Dommenges, K. Ashok, R. R. Rodrigues, and S.-W. Yeh, 2020: ENSO atmospheric teleconnections. El Niño Southern Oscillation in a Changing Climate, *Geophys. Monogr.*, 253, Amer. Geophys. Union, 309–335.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297–1300.
- Thompson, D. W. and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation Part I: Month-to-month variability, *J. Climate*, 13 1000–1016.
- Timmermann, A., S. I. An, J. S. Kug, F. F. Jin, W. Cai, A. Capotondi, K. M. Cobb, M. Lengaigne, M. J. McPhaden, M. F. Stuecker, K. Stein, A. T. Wittenberg, K. S. Yun, T. Bayr, H. C. Chen, Y.

- Chikamoto, B. Dewitte, D. Dommenges, P. Grothe, E. Guilyardi, Y. G. Ham, M. Hayashi, S. Ineson, D. Kang, S. Kim, W. M. Kim, J. Y. Lee, T. Li, J. J. Luo, S. McGregor, Y. Planton, S. Power, H. Rashid, H. L. Ren, A. Santoso, K. Takahashi, A. Todd, Guom, Wang, Guoj. Wang, R. Xie, W. H. Yang, S. W. Yeh, J. Yoon, E. Zeller, and X. Zhang, 2018: El Niño–Southern Oscillation complexity. *Nature* 559, 535–545.
- Ueda, H., Y. Amagai, and M. Hayasaki, 2017: South-coast cyclone in Japan during El Niño-caused warm winters. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, 53, 287–293.
- Wakler, G. T. and E. W. Bliss, 1932: World weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, 4, 53–84.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784–812.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate. *J. Climate*, 13, 1517–1536.
- Weisberg, R. H. and C. Wang, 1997: A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño–Southern Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 779–782.
- 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 Niño. *J. Climate*, 22, 730–747.
- Zebiak, S. E. and M. A. Cane, 1987: A model El Niño–Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2262–2278.
- Zhang, R., A. Sumi, and M. Kimoto, 1996: Impact of El Niño on the East Asian Monsoon: A Diagnostic Study of the ‘86/87 and ‘91/92 Events. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 74, 49–62.
- 石川一郎, 前田修平, 2013: エルニーニョ／ラニーニャ現象に代表される熱帯海洋変動とその影響. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 123–156.
- 岩崎聡子, 2024: エルニーニョ・ラニーニャ現象と日本の天候の特徴. 令和 5 年度季節予報技術資料, 気象庁大気海洋部, 39–48.
- 気象庁, 2023a: “エルニーニョ／ラニーニャ現象に関する知識”. 気象庁ホームページ. 2023 年 5 月 30 日. <https://www.data.jma.go.jp/cpd/data/elnino/learning/index.html> (2024 年 5 月 29 日閲覧)
- 一, 2023b: “エルニーニョ等の監視・統計に使用する海面水温データを高品質なものに更新しました” 気象庁報道発表. 2023 年 6 月 16 日. <https://www.jma.go.jp/jma/press/2306/16a/elnino20230616.html> (2024 年 5 月 29 日閲覧)
- 中村哲, 2024: エルニーニョ・ラニーニャ現象と世界の天候の特徴. 令和 5 年度季節予報技術資料, 気象庁大気海洋部, 15–38.
- 松山洋, 谷本陽一, 2005: 実践！気候データ解析. 古今書院, 107pp.
- 南敦, 西村明希生, 佐藤大卓, 2023: 海面水温データの特徴. 令和 4 年度季節予報研修テキスト第二号, 気象庁大気海洋部, 41–57.
- 吉川郁夫, 石川一郎, 安田珠幾, 2016: エルニーニョ／ラニーニャ現象の監視予測業務. 測候時報, 83, 特別号, S61–S80.

2 エルニーニョ・ラニーニャ現象と関連する全球平均気温や対流圏気温の変動の特徴¹

2.1 はじめに

全球平均気温は、エルニーニョ現象に半年程度遅れて約 0.1℃昇温することが知られている(Newell and Weare 1976, Pan and Oort 1983, Jones 1989, Wigley 2000)。1997 年春～1998 年夏に発生した大規模なエルニーニョ現象の後には、全球平均気温が 0.2℃以上昇温したとの報告もある(Trenberth et al. 2002)。また、気温は全球平均では半年程度遅れて変動するが、領域別でみると熱帯域ではより早めに、高緯度域ではより遅れて昇温することも知られている(Christy and Mcnider 1994, Angell 2000)。

エルニーニョ・ラニーニャ現象による全球規模の気温への影響を把握することは、季節予報や気候監視の観点より重要であることから、本章では、エルニーニョ・ラニーニャ現象発生後、もしくは発生中だがエルニーニョ監視海域の海面水温の基準値からの差(NINO.3)が小さくなった年(以下、衰退年)で合成した、全球平均地上気温の年平均値及び月平均値、対流圏の気温(層厚換算温度)の月平均値の特徴を調べた。

2.2 データと解析手法

解析に用いたデータや手法は、エルニーニョ・ラニーニャ現象の統計資料と同じである。ここでは、エルニーニョ(ラニーニャ)現象発生後もしくは発生期間中の衰退年を、ポストエルニーニョ(ポストラニーニャ)年と定義した。ポストエルニーニョ年は 1952, 1953, 1958, 1964, 1966, 1970, 1973, 1977, 1980, 1983, 1988, 1992, 1993, 1998, 2003, 2010, 2016, 2019 年の計 18 年、ポストラニーニャ年は 1951, 1956, 1965, 1968, 1972, 1974, 1976, 1985, 1989, 1996, 1999, 2000, 2008, 2011, 2018, 2021 年の計 16 年抽出され、これらの年で合成した気温を評価した。なお、エルニーニョ・ラニーニャ現象が終了する時期(季節)は事例によって異なるものの、

抽出した年では NINO.3 の絶対値が年の前半から後半にかけて小さくなっている(第 1.2-1 図も参照)。特に断りがない限り、統計的に有意な特徴に着目して記述する。

全球平均気温偏差には、気象庁ホームページ²に掲載されている世界の年及び月平均気温偏差の値を用いた。この値は、陸域で観測された気温データ及び海面水温データを用いて算出されたものである。陸域で観測された気温データについては、1880～2010 年までは、米国海洋大気庁(NOAA)が世界の気候変動の監視に供するために整備した GHCN (Global Historical Climatology Network) データを主に使用した。GHCN の地点数は約 300～4,800 地点である。2011 年以降については、気象庁に入電した月気象気象通報(CLIMAT 報)のデータを使用し、地点数は約 2,300～2,600 地点である。海面水温のデータには、COBE-SST2(Hirahara et al. 2014)を使用している。ここでは、全球平均気温偏差の月平均及び年平均値を用い、1948～2021 年における線形トレンドを差し引いた上で評価した。

対流圏の層厚換算温度の平年差(以下、層厚換算温度と略記)は、上層及び下層におけるジオポテンシャル高度の平年差に基づき算出し、以下のように定義される。

$$T = \frac{g(Z_U - Z_L)}{R \ln p_L / p_U} \quad (1)$$

ここで、 g は重力加速度、 Z_U 及び Z_L はそれぞれ対流圏上層及び下層でのジオポテンシャル高度平年差、 R は大気的气体定数、 p_U 及び p_L はそれぞれ対流圏上層及び下層での気圧を表す。層厚換算温度は、長期的な変化傾向を考慮して、統計期間(1948～2021 年)における線形トレンドを差し引いた上で評価した。また、各領域における層厚換算温度とその対象となる緯度及び気圧面は、第 2.2-1 表のとおり定義した。この値が正(負)の場合は、その領域における対流圏が高(低)温偏差であることを意味する。

¹ 竹村 和人

² 世界の平均気温偏差の算出方法:

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/clc_wld.html

年平均気温偏差の値:

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/an_wld.html

月平均気温偏差の値:

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/mon_wld.html

2.3 結果

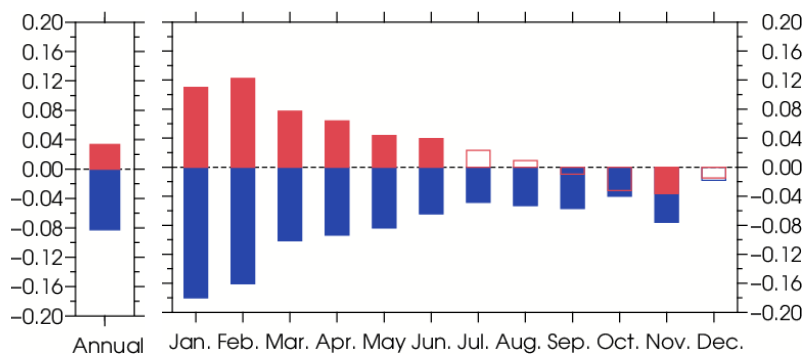
はじめに、ポストエルニーニョ・ポストラニーニャ年で合成した年平均及び月別の全球平均気温偏差を第 2.3-1 図に示す。年平均の全球平均気温は、ポストエルニーニョ年では高く、ポストラニーニャ年では低くなる傾向が見られる(第 2.3-1 図左)。ポストエルニーニョ年における月別の全球平均気温は、年の前半は高く、その後夏から秋にかけては高い状態が解消する傾向が見られる(第 2.3-1 図右)。特に、1~2 月頃の気温偏差は $0.1\sim 0.2^{\circ}\text{C}$ と比較的大きく、全球平均気温がエルニーニョ現象に遅れて約 0.1°C 昇温することを示した先行研究(Newell and Weare 1976, Pan and Oort 1983, Jones 1989, Wigley, 2000)の結果と整合的である。またこれとは逆に、ポストラニーニャ年における月別の全球平均気温は、年の前半を中心に低い傾向が見られる(第 2.3-1 図右)。なお、ポストラニーニャ年での年平均及び 1~2 月の全球平均気温偏差は、ポストエルニーニョ年に比べて大きな値を示しているが、これはサンプル数の影響を一部受けている可能性が考えられる。

次に、ポストエルニーニョ・ポストラニーニャ年における領域毎の月別対流圏層厚換算温度を第 2.3-2 図に示す。全球の層厚換算温度は、ポストエルニーニョ(ポストラニーニャ)年では年の前半を中心に高(低)く、後半にかけてその傾向が解消している(第 2.3-2 図(a))。熱帯域の層厚換算温度もまた、全球と同様の特徴を示すが、年の前半での高温及び低温のピークが明瞭であり、その後の夏にかけての偏差の解消が著しい(第 2.3-2 図(b))。一方、中緯度や中高緯度の層厚換算温度は、6 月までは明瞭な傾向は見られないが、7~11 月にはポストエルニーニョ(ポストラニーニャ)年で高(低)い傾向が見られる(第 2.3-2 図(c)と(d))。これらの結果は、ポストエルニーニョ(ポストラニーニャ)年における気温の上昇(低下)が、熱帯域ではより早めに、中高緯度域ではより遅れることを示しており、先行研究(Christy and McNider 1994, Angell 2000)の結果と整合的である。

第 2.2-1 表 対流圏層厚換算温度の領域別の定義

緯度により対流圏界面の高度が異なることを考慮し、上層の気圧面については、熱帯では 200hPa、その他は 300hPa と定義した。

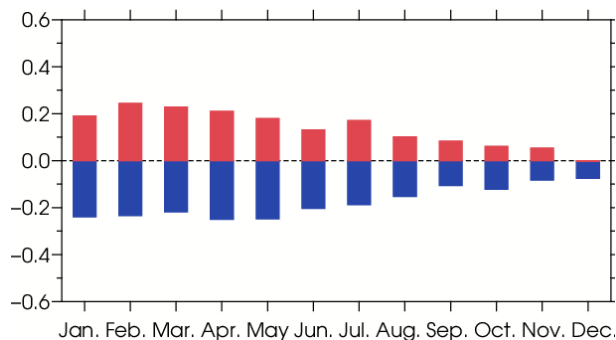
領域	緯度帯	上層の気圧面 p_U	下層の気圧面 p_L
全球	90°S – 90°N	300hPa	850hPa
熱帯	25°S – 25°N	200hPa	850hPa
中緯度	30°N – 50°N	300hPa	850hPa
中高緯度	30°N – 90°N	300hPa	850hPa



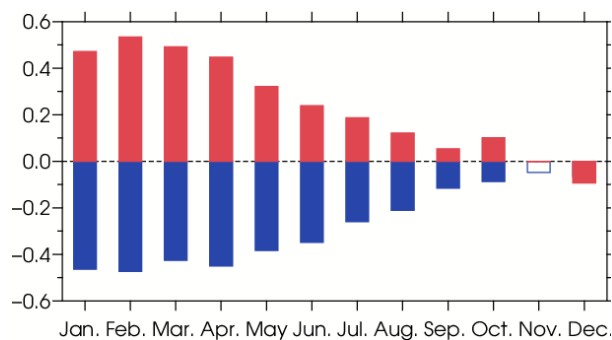
第 2.3-1 図 ポストエルニーニョ年(赤)及びポストラニーニャ年(青)で合成した全球平均気温偏差

左図は年平均、右図は 1～12 月の各月平均。塗色したバーは、90%信頼度水準で統計的に有意な偏差を表す。単位は℃。

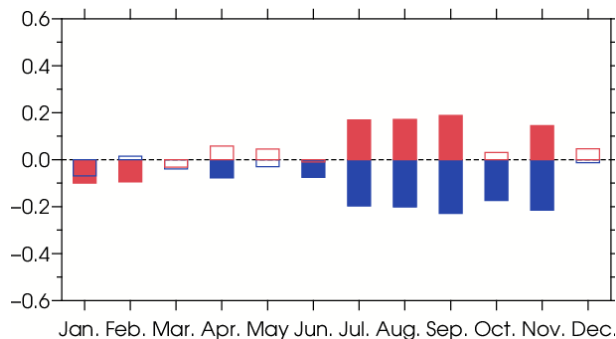
(a) 全球(90°S – 90°N)



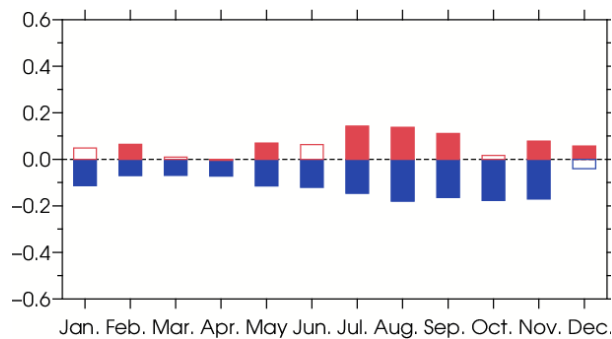
(b) 熱帯域(25°S – 25°N)



(c) 中緯度(30°N – 50°N)



(d) 中高緯度(30°N – 90°N)



第 2.3-2 図 ポストエルニーニョ年(赤)及びポストラニーニャ年(青)で合成した月別の対流圏層厚換算温度

(a)は全球、(b)は熱帯域、(c)は中緯度、(d)は中高緯度。塗色したバーは、90%信頼度水準で統計的に有意な偏差を表す。単位は℃。

2.4 まとめ

本章では、エルニーニョ・ラニーニャ現象発生後もしくは発生期間中の衰退年（ポストエルニーニョ、ポストラニーニャ年）における、全球平均気温の年平均と月別値、及び対流圏の層厚換算温度の月別値の変動の特徴について調べた。ポストエルニーニョ年では、全球平均の気温は春頃までは高く、その後夏にかけて高温が解消する傾向が確認された。また領域別の層厚換算温度の解析より、対流圏の気温は、熱帯域では冬～春前半を中心に高い一方、中高緯度では夏～秋を中心に高いという結果が得られ、昇温のタイミングが緯度帯によって異なることが示された。ポストラニーニャ年では、ポストエルニーニョ年とは逆符号の気温偏差の特徴が見られた。これらの特徴は、エルニーニョ・ラニーニャ現象と全球平均気温との関連性を示した先行研究の結果と整合的だった。

全球平均気温は、本章で着目したエルニーニョ・ラニーニャ現象をはじめとする年々変動の影響に加えて、十年規模変動の影響も受けることが知られている。例えば、2014 年春から 2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象の後、2000 年頃から見られていた地球温暖化の停滞現象（ハイエイタス; Meehl et al. 2011, Fyfe et al. 2013, Easterling and Wehner 2009）が解消し、全球平均気温は急激に上昇したことが報告されている（Hu and Fedorov 2017）。また、この地球温暖化の停滞や加速は、十年規模変動と関連することも指摘されている（Watanabe et al. 2014）。また、1991 年 6 月のピナツボ火山噴火に代表されるような大規模火山噴火もまた、噴煙の上昇に伴って成層圏に放出された硫酸エアロゾルが太陽放射を散乱・吸収することで、全球平均気温の低下の一因となることが知られている（例えば、Hansen et al. 1992, Kirchner et al. 1999, Robock 2000）。これらの結果より、全球平均気温の変動をもたらす主要因はエルニーニョ・ラニーニャ現象に限られないことに留意する必要がある。

なお、本章で述べた全球平均気温や各緯度帯における帯状平均気温の特徴は、エルニーニョ・ラニーニャ現象に伴う日本の天候の特徴を直接的に説明するものではないが、より広いスケールでの気温変動の背景要因として重要な特徴である。エルニーニョ・ラニ

ーニャ現象に伴う気温の上昇・低下が高緯度ほど遅れる傾向が見られることには、ハドレー循環、亜熱帯ジェット気流の変化及びそれに起因する擾乱による運動量輸送の変化（例えば Chang 1995, Robinson 2002, Seager et al. 2003, Son and Lee 2005）が関連している可能性が考えられるが、詳細なメカニズムについては今後さらなる調査が必要である。

参考文献

- Angell, J. K., 2000: Tropospheric temperature variations adjusted for El Niño, 1958–1998, *J. Geophys. Res.*, 105, 11841–11849.
- Chang, E. K. M., 1995: The influence of Hadley circulation intensity changes on extratropical climate in an idealized model. *J. Atmos. Sci.*, 52, 2006–2024.
- Christy, J. R., and R. T. McNider, 1994: Satellite greenhouse signal, *Nature*, 367, 325.
- Easterling, D. R., and M. F. Wehner, 2009: Is the climate warming or cooling?, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08706, doi:10.1029/2009GL037810.
- Fyfe, J. C., Gillett, N. P., and Zwiers, F. W., 2013: Overestimated global warming over the past 20 years, *Nat. Clim. Change*, 3, 767–769.
- Hansen, J., A. Lacis, R. Ruedy, and M. Sato, 1992: Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 215–218, doi:10.1029/91GL02788.
- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, 27, 57–75.
- Hu, S. and Fedorov, A., 2017: The extreme El Niño of 2015–2016 and the end of global warming hiatus. *Geophys. Res. Lett.*, 44, 3816–3824. doi: 10.1002/2017GL072908.
- Jones, P. D., 1989: The influence of ENSO on global temperatures, *Clim. Monit.*, 17, 80–89.
- Kirchner, I., G. L. Stenchikov, H.-F. Graf, A. Robock, and J. C. Antuña, 1999: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. *J. Geophys. Res.*, 104, 19039–19055, doi:10.1029/1999JD900213.
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., Fasullo, J. T., Hu, A. & Trenberth, K. E., 2011. Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods. *Nature Clim. Change*, 1, 360–364.
- Newell, R. E., and B. C. Weare, 1976: Factors governing tropospheric mean temperatures, *Science*, 194, 1413–1414.
- Pan, Y. H., and A. H. Oort, 1983: Global climate variations connected with sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific Ocean for the 1958–1973 period, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1244–1258.
- Robinson, W. A., 2002: On the midlatitude thermal response to tropical warming. *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2001GL014158.
- Robock, A., 2000: Volcanic eruptions and Climate. *Rev. Geophys.*, 38, 191–219, doi:10.1029/1998RG000054.
- Seager, R., N. Harnik, Y. Kushnir, W. Robinson, and J. Miller, 2003: Mechanisms of hemispherically symmetric climate variability. *J. Climate*, 16, 2960–2978.
- Son, S.-W., and S. Lee, 2005: The response of westerly jets to thermal driving in a primitive equation model. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3741–3757.
- Trenberth, K. E., Caron, J. M., Stepaniak, D. P., and Worley, S., 2002: Evolution of El Niño-southern oscillation and global atmospheric surface temperatures. *J. Geophys. Res.* 107.
- Watanabe, M., Shiogama, H., Tatebe, H. et al, 2014: Contribution of natural decadal variability to global warming acceleration and hiatus. *Nature Clim. Change*, 4, 893–897.
- Wigley, T. M. L., 2000: ENSO, volcanoes, and record-breaking temperatures, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 4101–4104.

3 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°C以上となった場合を高温、-0.15°C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

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)

¹ 竹村 和人

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。

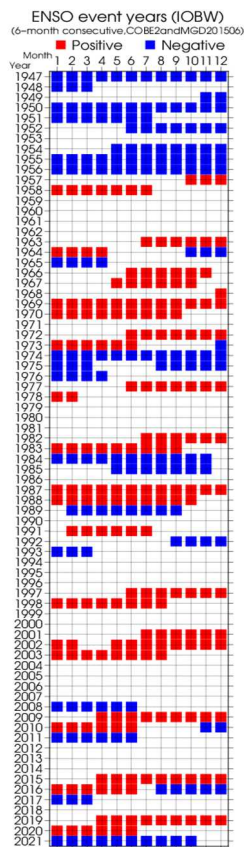
フィリピン付近での不活発な対流活動に関連して、ユーラシア大陸南部～日本付近の対流圏上層では広い範囲で低気圧性循環偏差となり (第 3.3-5 図(a)、第 3.3-6 図(a))、チベット高気圧の張り出しが平年と比べて弱いことや、亜熱帯ジェット気流の南偏傾向と対応している (第 3.3-3 図(a)、第 3.3-4 図(a))。また、ポストエルニーニョ年での合成図では、フィリピン付近での不活発な対流活動に関連して、対流圏下層では北太平洋西部の熱帯域で高気圧性循環偏差となる傾向がより明瞭である。さらにこの高気圧性循環偏差は、日本付近での相対的な低気圧性循環偏差及びオホーツク海付近の高気圧性循環偏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

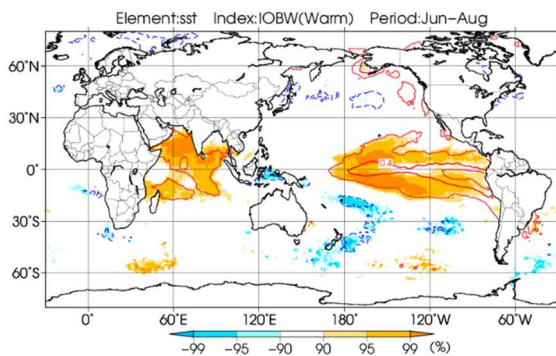
インド洋熱帯域の海面水温が高い場合の夏の日本の平均気温は、沖縄・奄美で並か高い傾向、西日本で低い傾向がみられる (第 3.3-7 図(a))。また、夏後半 (7～9 月) の平均気温は、東日本で低く、北・西日本では平年並か低い傾向がみられる (図省略)。これらの気温の傾向は、亜熱帯ジェット気流の南偏 (第 3.3-3 図(a)、第 3.3-4 図(a)) のほか、太平洋高気圧が日本の南海上で西へ強く張り出す一方、本州付近への張り出しは弱いことと対応している (第 3.3-5 図(b)、第 3.3-6 図(b))。夏の降水量には有意な傾向がみられる地域はないが (第 3.3-7 図(b))、日照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。

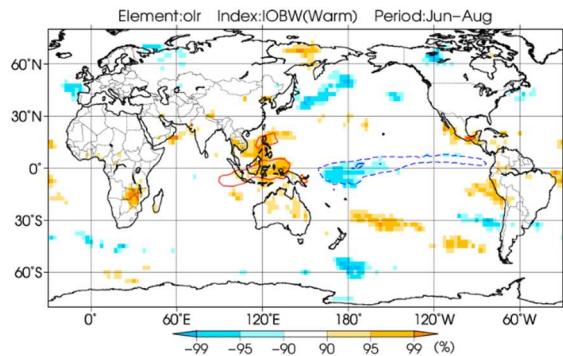


第 3.2-1 図 (左)インド洋熱帯域の高温/低温の発生期間、(上)IOBWを含む海洋監視領域
(左) 1947 年 1 月～2021 年 12 月の期間においてインド洋熱帯域の高温期間(月)を赤色で、
低温期間(月)を青色で塗色している。(上) IOBW の領域は 20°S-20°N、40°E-100°E。

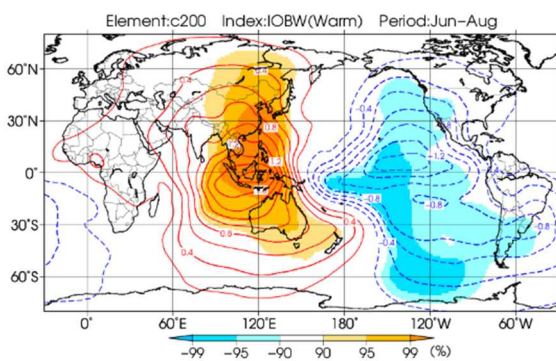
(a) SST



(b) OLR



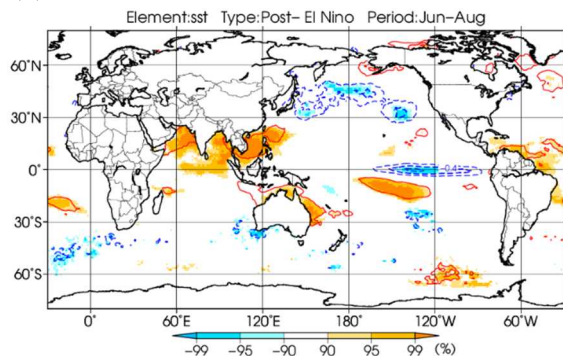
(c) 200hPa 速度ポテンシャル



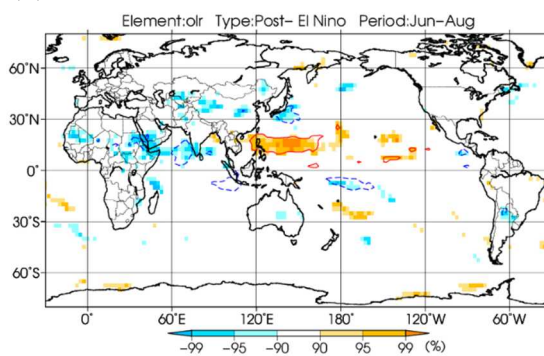
第 3.3-1 図 インド洋熱帯域の高温年で合成した、夏平均の
(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル
偏差

等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 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)。

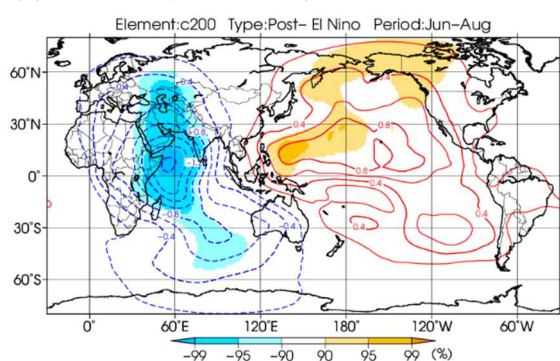
(a) SST



(b) OLR

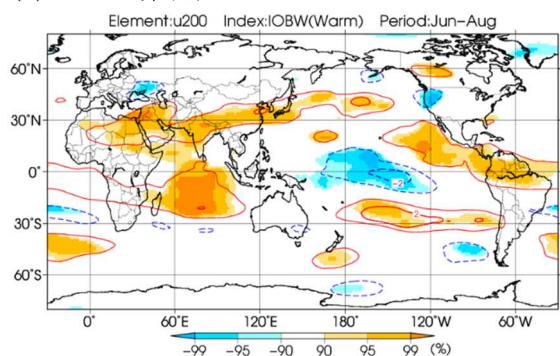


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

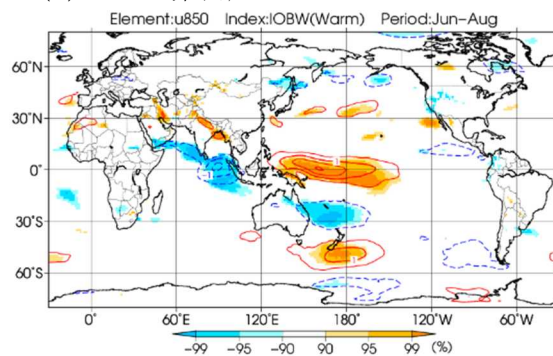


第 3.3-2 図 ポストエルニーニョ年で合成した、夏平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は $5\text{W}/\text{m}^2$ 間隔、(c)は $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は信頼度水準 90、95、99%で統計的に有意な領域を示す(負の値:寒色、正の値:暖色)。

(a) 200hPa 東西風



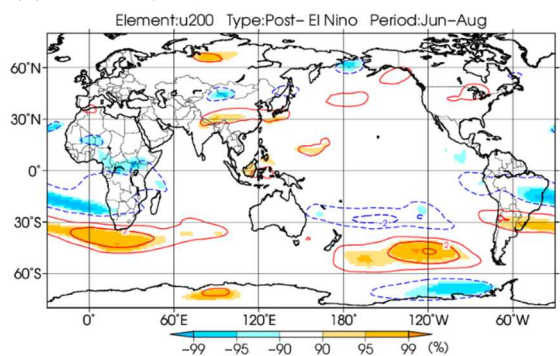
(b) 850hPa 東西風



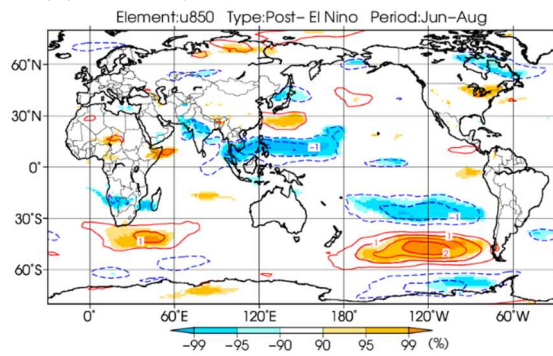
第 3.3-3 図 夏平均のインド洋熱帯域の高温年で合成した東西風の偏差

(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。

(a) 200hPa 東西風



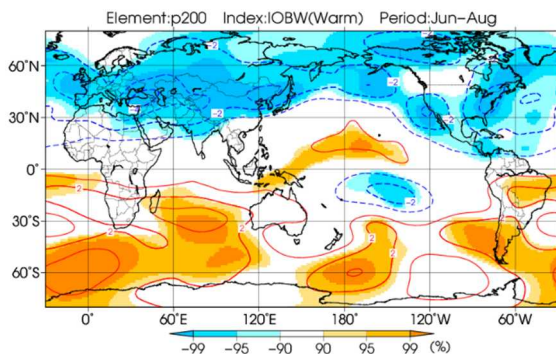
(b) 850hPa 東西風



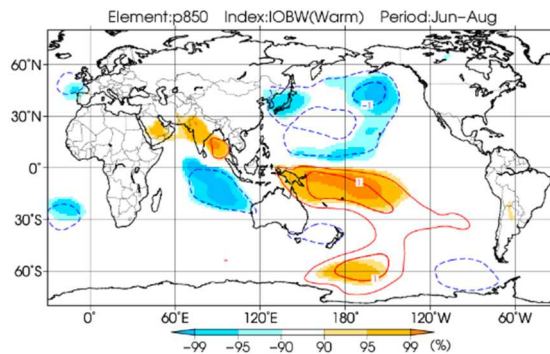
第 3.3-4 図 夏平均のポストエルニーニョ年で合成した東西風の偏差

(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。

(a) 200hPa 流線関数

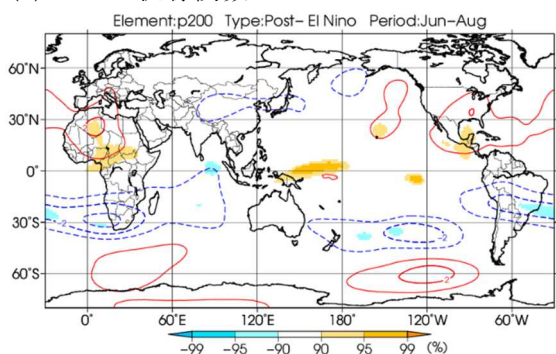


(b) 850hPa 流線関数

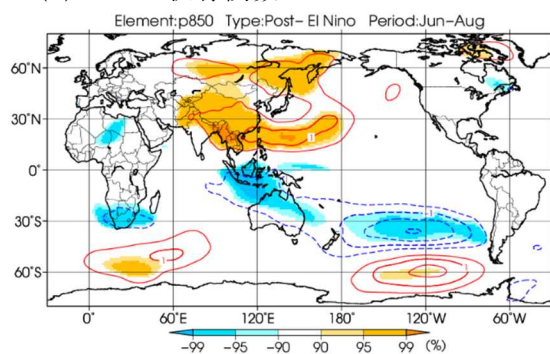


第 3.3-5 図 インド洋熱帯域の高温年で合成した、夏平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)850hPa 流線関数偏差
等値線間隔は、(a)は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)は $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

(a) 200hPa 流線関数

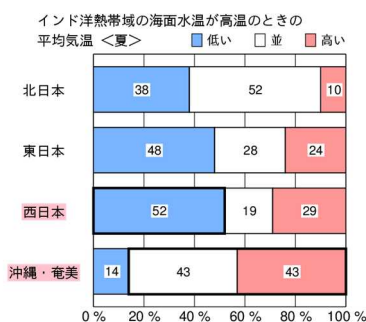


(b) 850hPa 流線関数

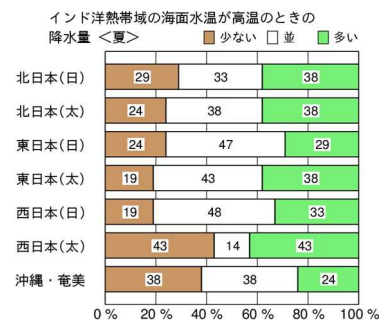


第 3.3-6 図 ポストエルニーニョ年で合成した、夏平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)850hPa 流線関数偏差
等値線間隔は、(a)は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)は $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

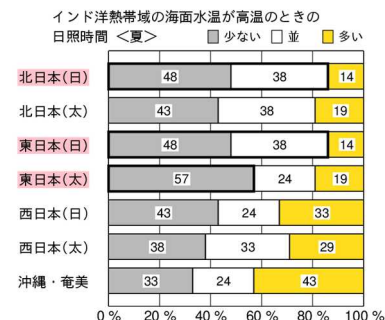
(a) 平均気温 (6~8 月:夏)



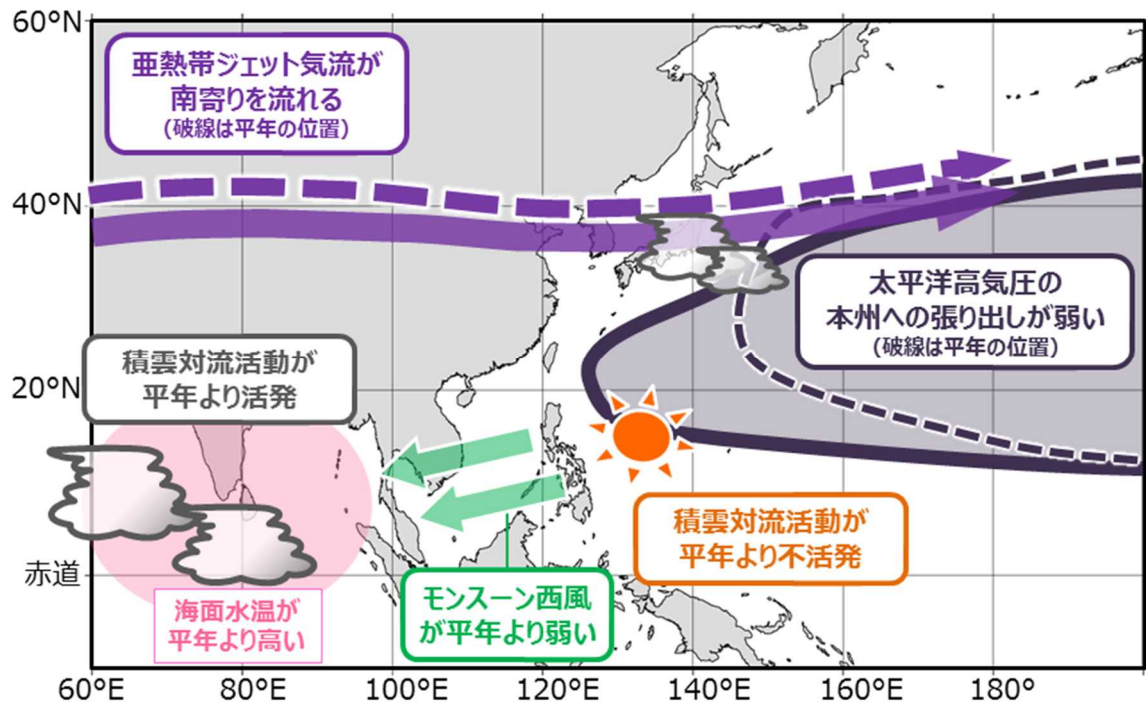
(b) 降水量 (6~8 月:夏)



(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気候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気候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（ボストラニーニャ年）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.

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°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。」

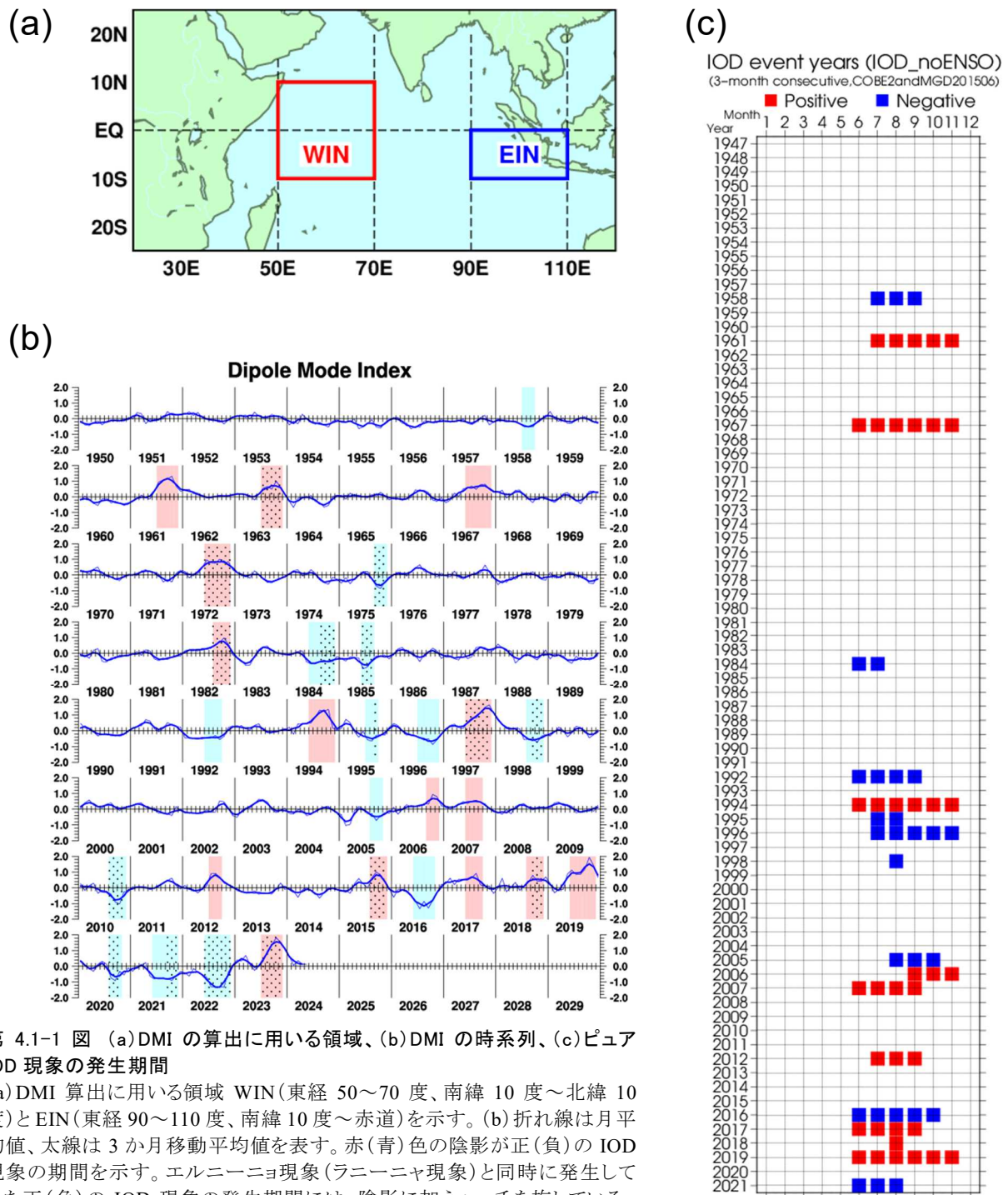
この IOD 現象の判定 (第 4.1-1 図(b)) と第 1 章で判定したエルニーニョ・ラニーニョ現象から、第 4.1-1 図(c)のとおりピュア IOD 現象を判定した。これを基に、3 か月平均場の合成図を、中心月でイベントが発生している場合に抽出して作成した。

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

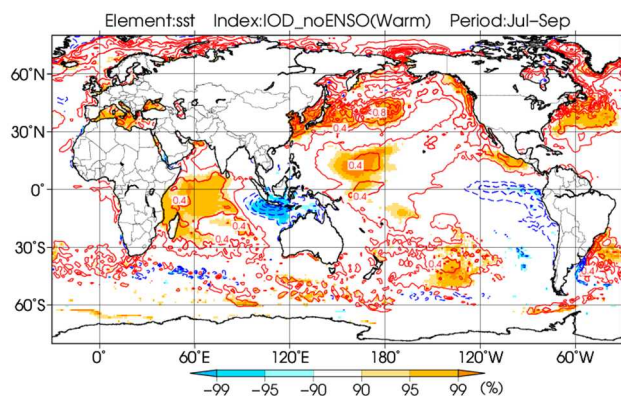
には、インド北西部付近での対流活動強化から、地中海付近の循環偏差を経由したロスビー波束の伝播も寄与していることが示唆される。

4.3.2 日本の天候の特徴

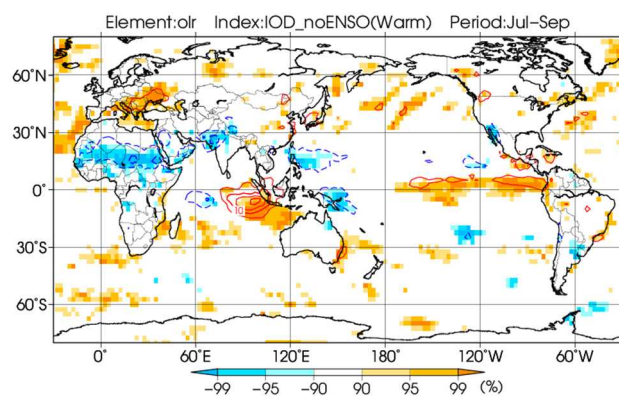
正のピュア IOD 現象発生時の 7~9 月の平均気温は、東日本と西日本で高い傾向、北日本で並か高い傾向がみられる (第 4.3-4 図(a))。また、東日本太平洋側で降水量が少なく、沖縄・奄美で多い傾向 (第 4.3-4 図(b))、北・西日本の日本海側で日照時間が多い傾向がある (第 4.3-4 図(c))。このような、盛夏期から初秋にかけて季節進行が遅く残暑が厳しい傾向は、大気循環場の特徴にみられる亜熱帯ジェット気流の北偏すなわちチベット高気圧の北東への張り出しが強いこと (第 4.3-2 図(a)) と対応しており、沖縄・奄美で降水量が多い傾向はモンスーントラフが深まる傾向と対応してい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

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。

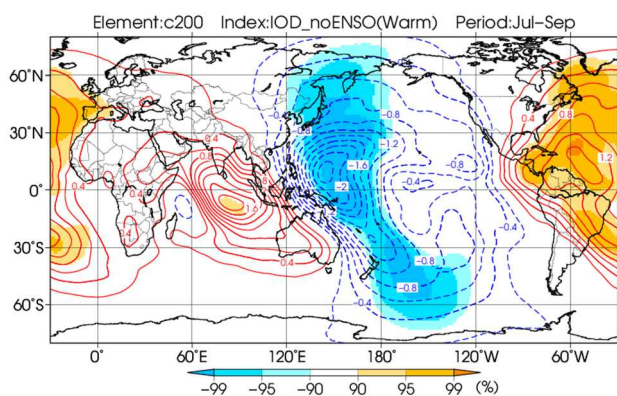
(a) SST



(b) OLR

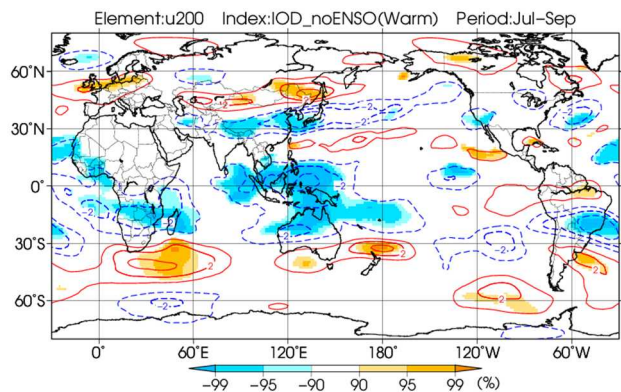


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

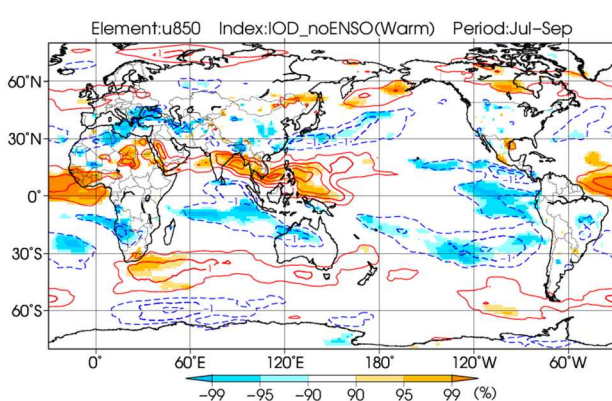


第 4.3-1 図 正のピュア IOD 現象発生時の 7~9 月平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は $5\text{W}/\text{m}^2$ 間隔、(c)は $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は信頼度水準 90、95、99%で統計的に有意な領域を示す(負の値:寒色、正の値:暖色)。

(a) 200hPa 東西風



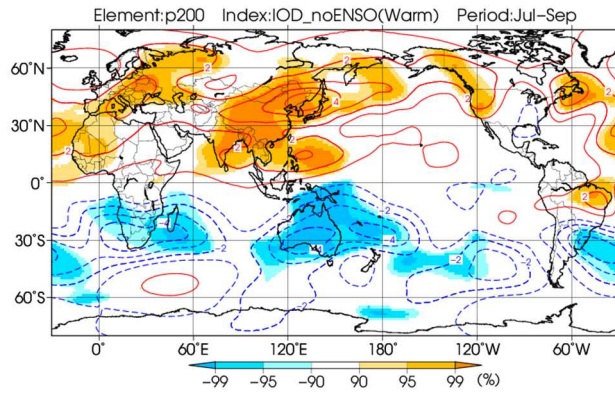
(b) 850hPa 東西風



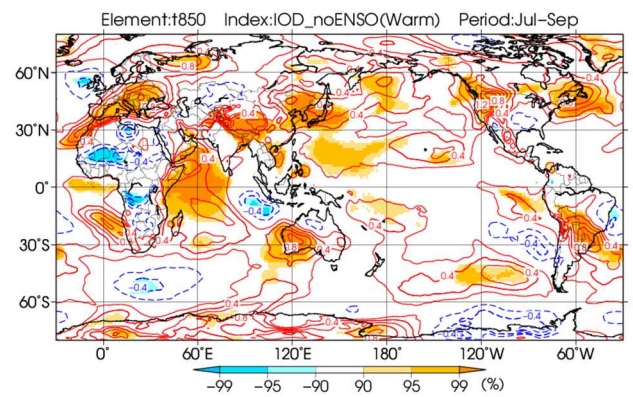
第 4.3-2 図 正のピュア IOD 現象発生時の 7~9 月平均の東西風偏差

(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。

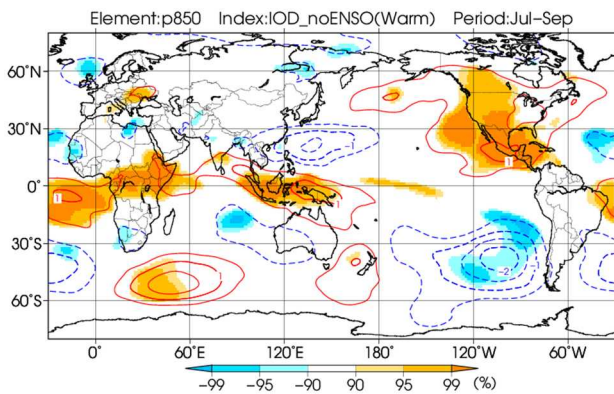
(a) 200hPa 流線関数



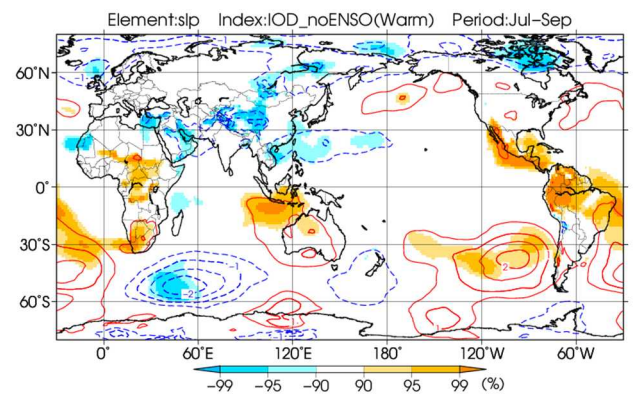
(b) 850hPa 気温



(c) 850hPa 流線関数



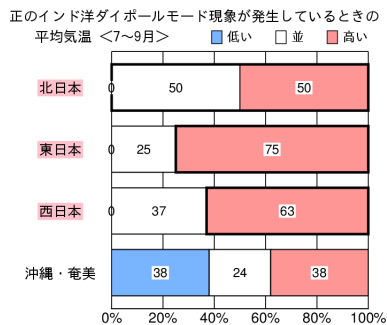
(d) 海面気圧



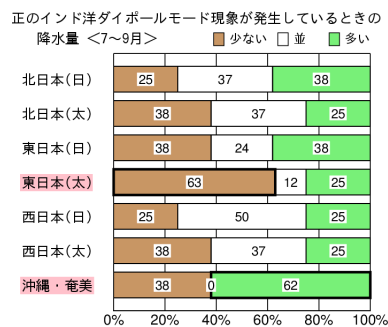
第 4.3-3 図 正のピュア IOD 現象発生時の 7~9 月平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b) 850hPa 気温偏差、(c)850hPa 流線関数偏差、(d)海面気圧偏差

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 0.5 hPa 。陰影は第 4.3-1 図と同じ。

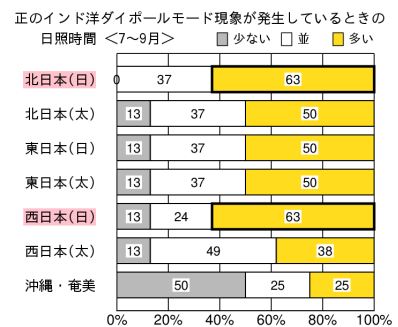
(a) 平均気温(7～9 月：盛夏期～初秋)



(b) 降水量(7～9 月：盛夏期～初秋)

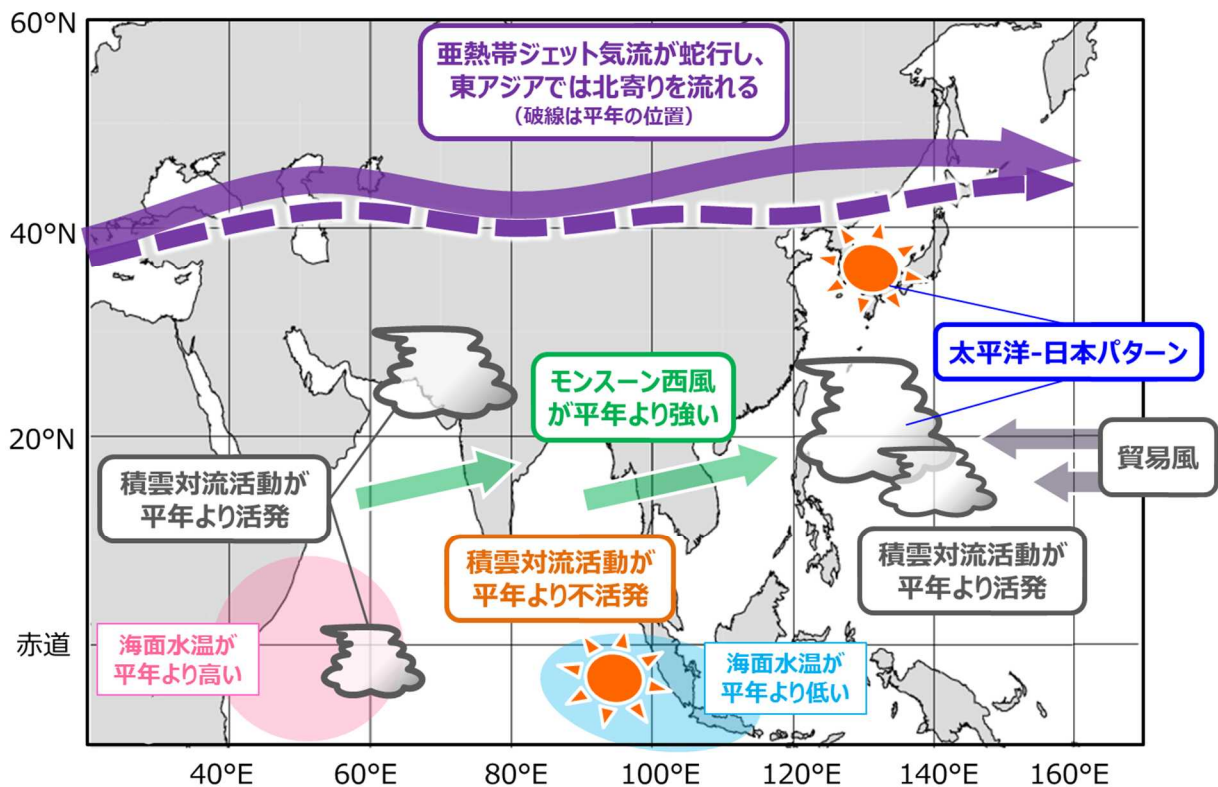


(c) 日照時間(7～9 月：盛夏期～初秋)



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.

5 エルニーニョ・ラニーニャ現象と台風の特徴¹

5.1 はじめに

エルニーニョ・ラニーニャ現象をはじめとする熱帯域の海洋変動は台風にも影響を及ぼす。これまで緒方(2006)がエルニーニョ・ラニーニャ現象と台風の統計的関係を調査しているが、統計期間が1951～2005年で、最近のデータが反映できていない。また、令和5年にエルニーニョ・ラニーニャ現象の監視や統計に用いる海面水温データが更新となり、エルニーニョ・ラニーニャ現象の発生期間が一部変更された(南ほか, 2023)ことも反映できていない。

ここでは、緒方(2006)が行ったエルニーニョ・ラニーニャ現象と台風発生数・位置等との関係について、統計期間を延長するとともに、海面水温データを更新して、再調査した結果を報告する。

5.2 利用データ

台風のデータとして、気象庁のベストトラックデータのほか、台風の発生数、本土への接近数(以下「本土接近数」、上陸数の月別の統計データを用いた。

エルニーニョ・ラニーニャ現象の発生期間は、気象庁の定義によるものを用いた。この定義では、海面水温データとして、2015年5月以前はCOBE-SST2(Hirahara et al., 2014)を、2015年6月以降はMGDSST(Kurihara et al., 2006)を用い、エルニーニョ監視海域(NINO.3)の海面水温の基準値²との差の5か月移動平均値が $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上(-0.5°C 以下)の状態が6か月以上続いた場合をエルニーニョ(ラニーニャ)現象とし、季節単位で発生期間を定めている(南ほか, 2023)。

5.3 調査手法

調査手法は、緒方(2006)と比較できるよう、それと同じ手法を採用したが、統計期間を1951～2021年の71年間に延長した点と、使用する海面水温データを更新した点が異なる。要素は台風の発生数、本土接近数、上陸数、発生位置(緯度・経度)、台風最発達時の中心気圧、寿命(発生から消滅までの日数と定

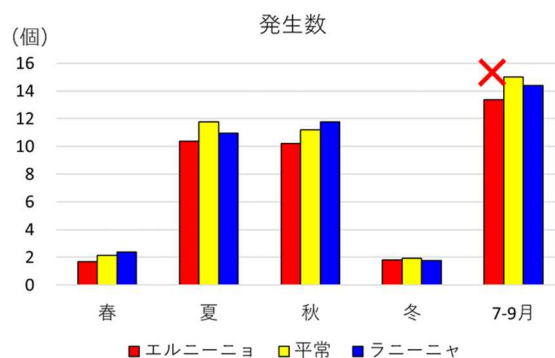
義)で、季節ごとに統計を行った。台風発生数、本土接近数、上陸数の季節別値は月別値を3か月分合計して求め、そのほかの要素はベストトラックデータの00、06、12、18UTCのデータから得た。なお、本土接近数については、月またぎで台風が接近する場合に重複カウントされるが、この重複の除去は本調査では行っていない。

エルニーニョ現象もラニーニャ現象も発生していない期間を平常時とし、有意性の検定は平常時とエルニーニョ・ラニーニャ現象発生時との差を危険率5%でt検定することにより行った。以降、緒方(2006)の結果を「旧統計」と呼ぶこととする。

5.4 調査結果

5.4.1 発生数

第5.4-1図に季節別および台風の発生が多い7～9月のエルニーニョ現象発生時、平常時、ラニーニャ現象発生時で平均した台風発生数を示す。いずれの季節においてもエルニーニョ・ラニーニャ現象発生時は平常時との間に有意な差は見られない。旧統計ではエルニーニョ現象発生時の7～9月に平常時より有意に少ない傾向があったが、本調査でもやや少ないものの、有意ではなくなった。



第5.4-1図 季節別の台風発生数

赤色がエルニーニョ現象発生時、黄色が平常時、青色がラニーニャ現象発生時。グラフの上の印は、*が平常時との差が有意であることを示し、その色で旧統計からの有意性の変化の有無を示す(赤が変化あり、黒が変化なし)。また、赤色の×は旧統計で有意だったが、本調査では有意ではなくなったことを示す。

¹ 杉本 裕之、丹治 菜摘、西村 明希生

² 基準値はその年の前年までの30年間の各月の平均値。

5.4.2 発生位置

第 5.4-1 表に夏と秋、通年のエルニーニョ現象発生時、平常時、ラニーニャ現象発生時で平均した台風発生位置を示す。エルニーニョ現象発生時は、平常時と比べ通年では南東に、夏と秋では南にずれる傾向が有意であり、夏と秋においても有意ではないが平常時と比べ東寄りとなる。一方、ラニーニャ現象発生時は、通年では西に、夏は北に、秋は西にずれる傾向が有意な傾向としてみられる。旧統計とおおむね同様の傾向が得られたが、旧統計ではエルニーニョ現象発生時の秋に南東にずれる傾向があったものが、今回の調査では南にずれる傾向となった。

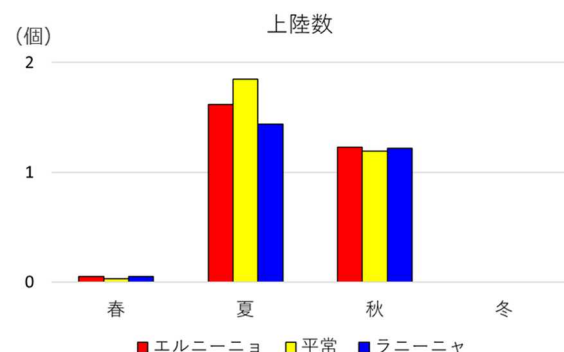
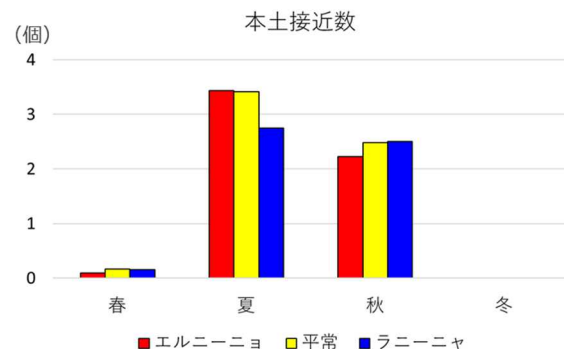
5.4.3 本土接近数と上陸数

第 5.4-2 図に季節別のエルニーニョ現象発生時、平常時、ラニーニャ現象発生時で平均した台風の本土接近数と上陸数を示す。どの季節においてもエルニーニョ・ラニーニャ現象発生時と平常時との間に有意な差は見られなかった。これは、旧統計でも同様であった。

第 5.4-1 表 台風の発生位置とその有意性

値の末尾の印は、* が平常時との差が有意であることを示し、その色で旧統計からの有意性の変化の有無を示す(赤が変化あり、黒が変化なし)。また、赤色の×は旧統計で有意だったが、本調査では有意ではなくなったことを示す。

		緯度	経度
通年	エルニーニョ	14.9° N*	140.1° E*
	平常	16.5° N	136.7° E
	ラニーニャ	17.0° N	134.5° E*
夏	エルニーニョ	16.6° N*	137.1° E
	平常	18.9° N	134.8° E
	ラニーニャ	20.2° N*	135.7° E
秋	エルニーニョ	15.0° N*	140.6° E×
	平常	16.2° N	137.9° E
	ラニーニャ	16.5° N	134.1° E*



第 5.4-2 図 季節別の台風の本土接近数(上)および上陸数(下)

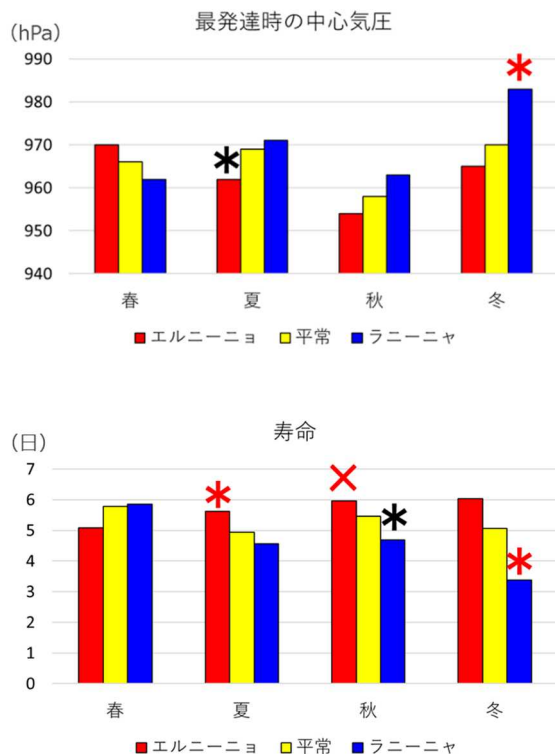
赤色がエルニーニョ現象発生時、黄色が平常時、青色がラニーニャ現象発生時。グラフの上の印は、* が平常時との差が有意であることを示し、その色で旧統計からの有意性の変化の有無を示す(赤が変化あり、黒が変化なし)。また、赤色の×は旧統計で有意だったが、本調査では有意ではなくなったことを示す。

5.4.4 強度、寿命

台風の強度の指標としては、中心付近の最大風速を用いるが、1976 年以前のデータに含まれない中心付近の最大風速に代えて、中心気圧が最も低いとき(最発達時)の中心気圧の傾向を調査した。第 5.4-3 図に季節別のエルニーニョ現象発生時、平常時、ラニーニャ現象発生時で平均した台風最発達時の中心気圧および台風の寿命を示す。

中心気圧では、エルニーニョ現象発生時の夏に低い傾向、ラニーニャ現象発生時の冬に高い傾向が有意な傾向として見られる。このうち後者は旧統計においては見られなかった傾向である。

寿命では、エルニーニョ現象発生時の夏に長い傾向、ラニーニャ現象発生時の秋と冬に短い傾向が見



第 5.4-3 図 季節別の台風最発達時の中心気圧 (hPa) (上)および台風の寿命 (日) (下)

赤色がエルニーニョ現象発生時、黄色が平常時、青色がラニーニャ現象発生時。グラフの上の印は、* が平常時との差が有意であることを示し、その色で旧統計からの有意性の変化の有無を示す (赤が変化あり、黒が変化なし)。また、赤色の×は旧統計で有意だったが、本調査では有意ではなくなったことを示す。

られる。旧統計と比べると、エルニーニョ現象発生時には、秋に長い傾向が見られなくなる一方で、夏に長い傾向が見られるようになった。ラニーニャ現象発生時には、新たに冬に短い傾向が見られるようになった。

5.5 まとめ

エルニーニョ・ラニーニャ現象と台風の発生数・位置等の統計的関係を調査した緒方 (2006) について、統計期間とエルニーニョ・ラニーニャ現象の判定に用いる海面水温データを変更して再調査した。その結果は、緒方 (2006) と一部に有意性に変化が見られたものの、おおむね整合する結果が得られた。

エルニーニョ・ラニーニャ現象発生時の統計的に有意な傾向をまとめると、次の通りとなる。

エルニーニョ現象発生時

- ・ 台風の発生位置が通年では南東にずれ、夏と秋には南へずれる。
- ・ 夏に中心気圧が低くなる。
- ・ 夏に台風の寿命が長くなる。

ラニーニャ現象発生時

- ・ 台風の発生位置が通年では西にずれ、夏には北へ、秋には西へずれる。
- ・ 冬に中心気圧が高くなる。
- ・ 秋と冬に台風の寿命が短くなる。

ここでは、エルニーニョ・ラニーニャ現象と台風の統計的關係について調査した結果を報告したが、このような結果をもたらす要因についても今後調査を進めていく必要がある。

参考文献

- Hirahara, S., M. Ishii, and Y. Fukuda, 2014: Centennial-scale sea surface temperature analysis and its uncertainty. *J. Climate*, 27, 57–75.
- Kurihara, Y., T. Sakurai, and T. Kuragano, 2006: Global daily sea surface temperature analysis using data from satellite microwave radiometer, satellite infrared radiometer and in-situ observations. *Weather Service Bulletin*, 73, Special issue, s1–s18 (in Japanese).
- 緒方 洋一, 2006: エルニーニョ／ラニーニャ現象と台風. 平成 18 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 37-39.
- 南 敦, 西村明希生, 佐藤大卓, 2023: 海面水温データの特徴. 令和4年度季節予報研修テキスト, 気象庁大気海洋部, 41-57.