

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。”

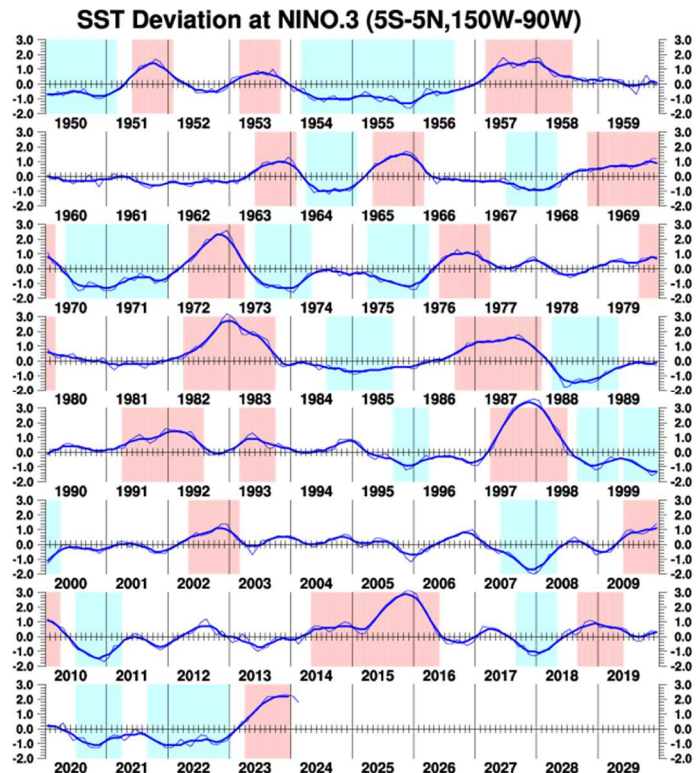
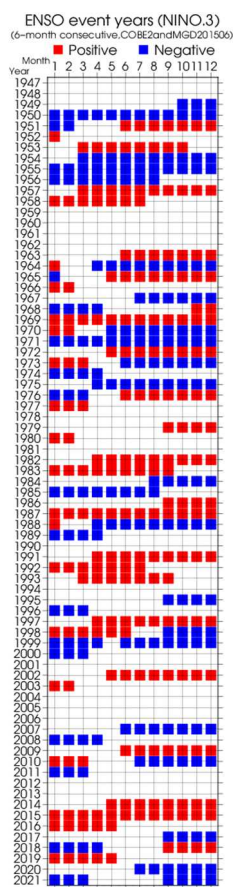
3か月平均の統計解析では、その中心月における5か月移動平均値で判定を行った。この定義に従って算出したエルニーニョ・ラニーニャ現象の発生期間を第1.2-1図に示す。このイベント判定は前述の岩崎（2024）及び中村（2024）の調査で用いられたものと同じである。

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、

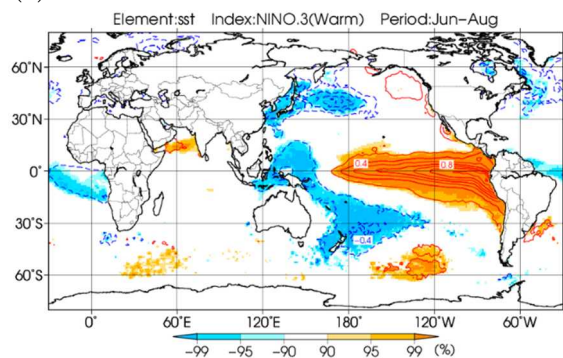
東アジア～東・西日本付近の広い範囲で低温偏差となり(第 1.3-22 図(c))、これは上空に寒気が入りやすいこと(第 1.3-22 図(a))や、北西季節風の影響を受けやすいこと(第 1.3-22 図(b))と対応している。さらに、中国東部～本州の東海上では、高周波擾乱の活動が平年と比べて不活発であり(第 1.3-22 図(d))、北西季節風の影響を受けやすいことと整合し、南岸低気圧の活動が平年と比べて不活発となる傾向を示している。この特徴も、エルニーニョ現象時に南岸低気圧の活動が活発となる傾向を示した Ueda et al. (2017)の結果と矛盾しない。

(2) 日本の天候の特徴

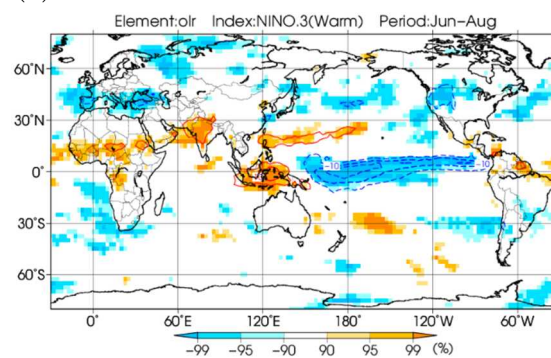
ラニーニャ現象が発生しているときの日本の平均気温の傾向は、冬は統計的に有意ではないが、低温側への偏りが見られ(第 1.3-23 図(a))、冬前半には東・西日本で並か低い傾向が見られる(第 1.3-23 図(d))。これらの特徴は、合成図の特徴に見られた北西季節風が強い傾向や、上空の寒気が入りやすい傾向と対応する(第 1.3-22 図(a)と(b))。降水量の傾向は、冬は統計的に有意ではない一方(第 1.3-23 図(b))、冬前半には北日本日本海側で多く、東日本太平洋側や西日本で少ない傾向が見られる(第 1.3-23 図(e))。日照時間もまた、冬は統計的に有意な傾向が見られない一方(第 1.3-23 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。

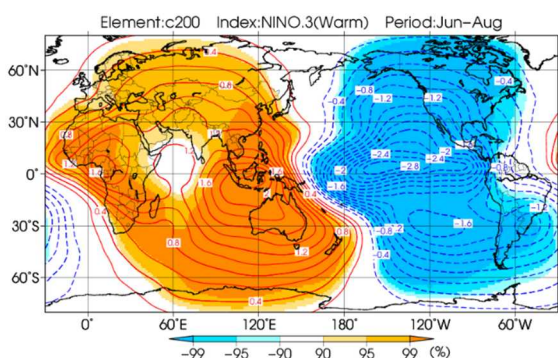
(a) SST



(b) OLR

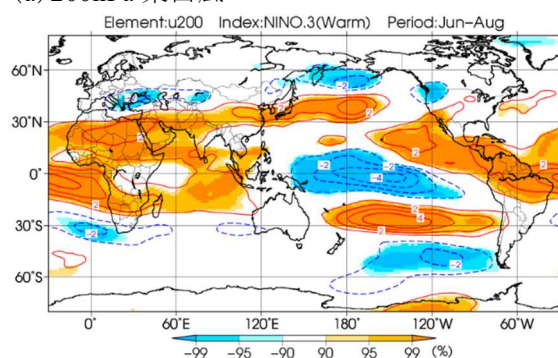


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

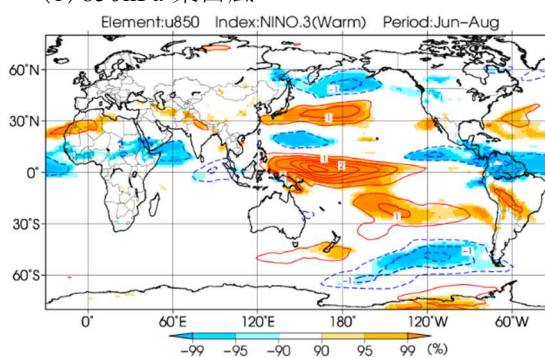


第 1.3-1 図 エルニーニョ現象発生時の夏平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差
等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は $5\text{W}/\text{m}^2$ 間隔、(c)は $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 間隔。陰影は信頼度水準 90、95、99%で統計的に有意な領域を示す(負の値:寒色、正の値:暖色)。

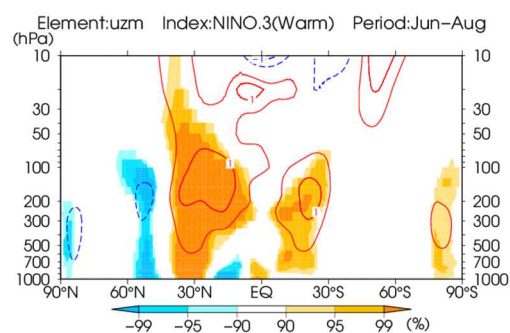
(a) 200hPa 東西風



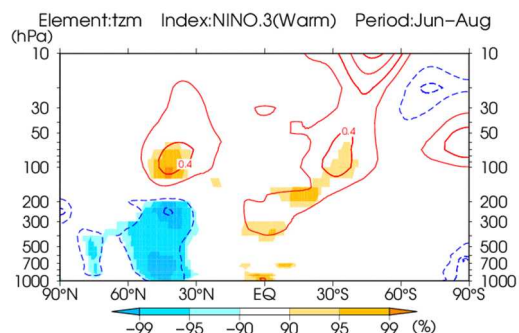
(b) 850hPa 東西風



(c) 帯状平均東西風



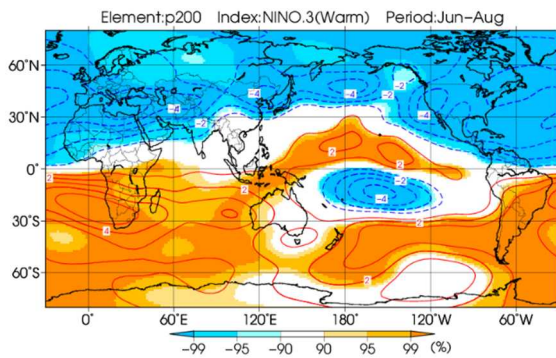
(d) 帯状平均気温



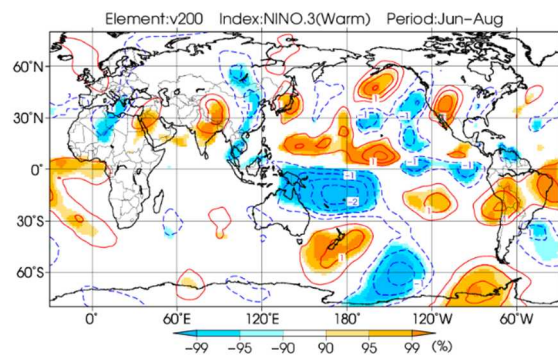
第 1.3-2 図 エルニーニョ現象発生時の夏平均の東西風及び帯状平均場の偏差

(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。

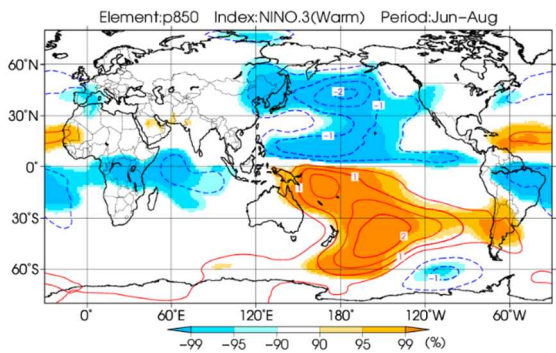
(a) 200hPa 流線関数



(b) 200hPa 南北風



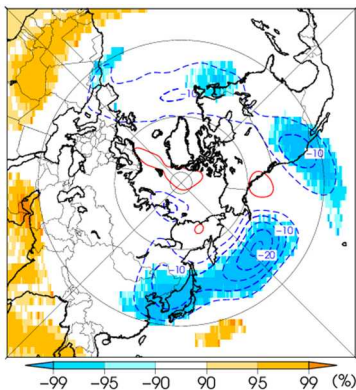
(c) 850hPa 流線関数



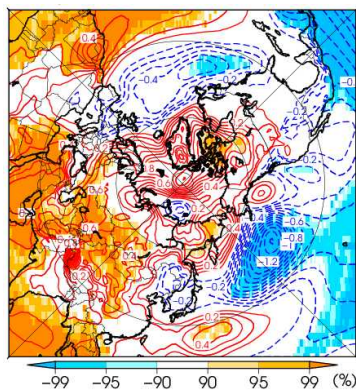
第 1.3-3 図 エルニーニョ現象発生時の夏平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)200hPa 南北風偏差、(c)850hPa 流線関数偏差

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

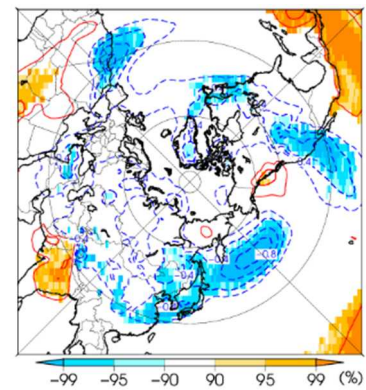
(a) Z500



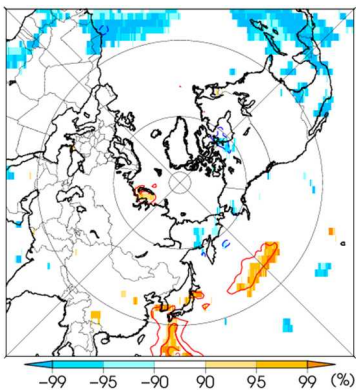
(b) SLP



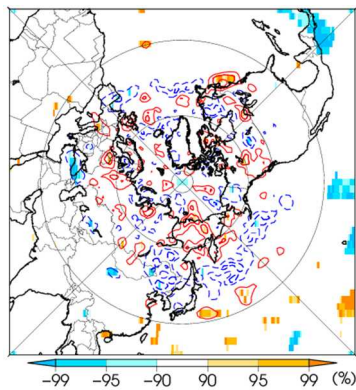
(c) T850



(d) KE850



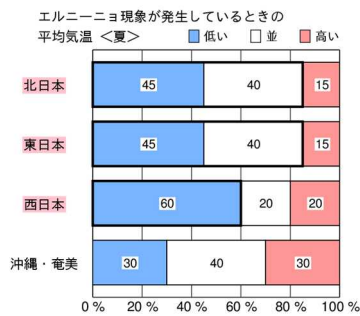
(e) dzdtv300



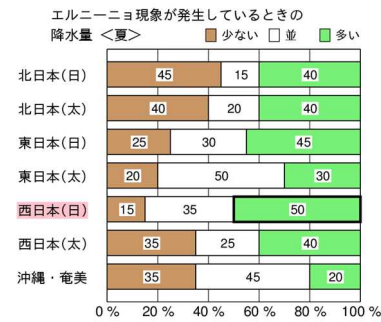
第 1.3-4 図 エルニーニョ現象発生時の夏平均の(a)500hPa 高度偏差、(b)海面気圧偏差、(c)850hPa 気温偏差、(d)850hPa 高周波擾乱の運動エネルギーの偏差、(e)300hPa 高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う高度変化率の偏差

等値線間隔は、(a)は 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 1.3-1 図と同じ。

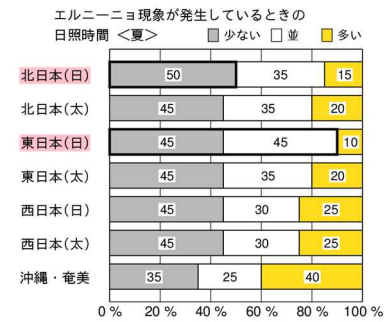
(a) 平均気温(6~8月:夏)



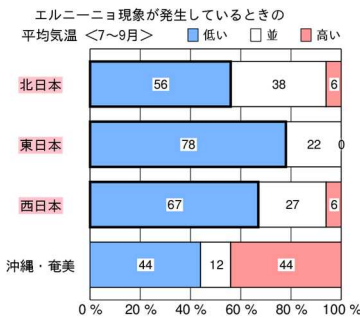
(b) 降水量(6~8月:夏)



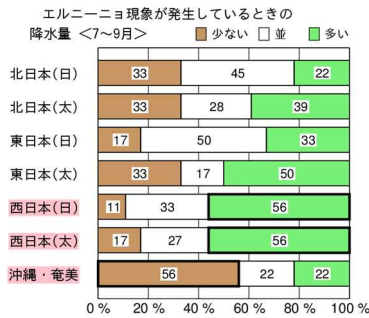
(c) 日照時間(6~8月:夏)



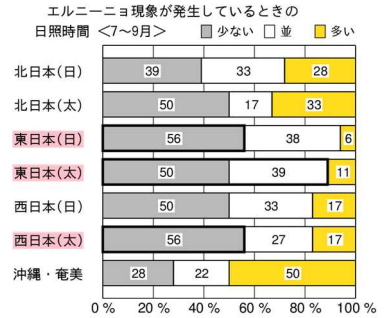
(d) 平均気温(7~9月:夏後半)



(e) 降水量(7~9月:夏後半)

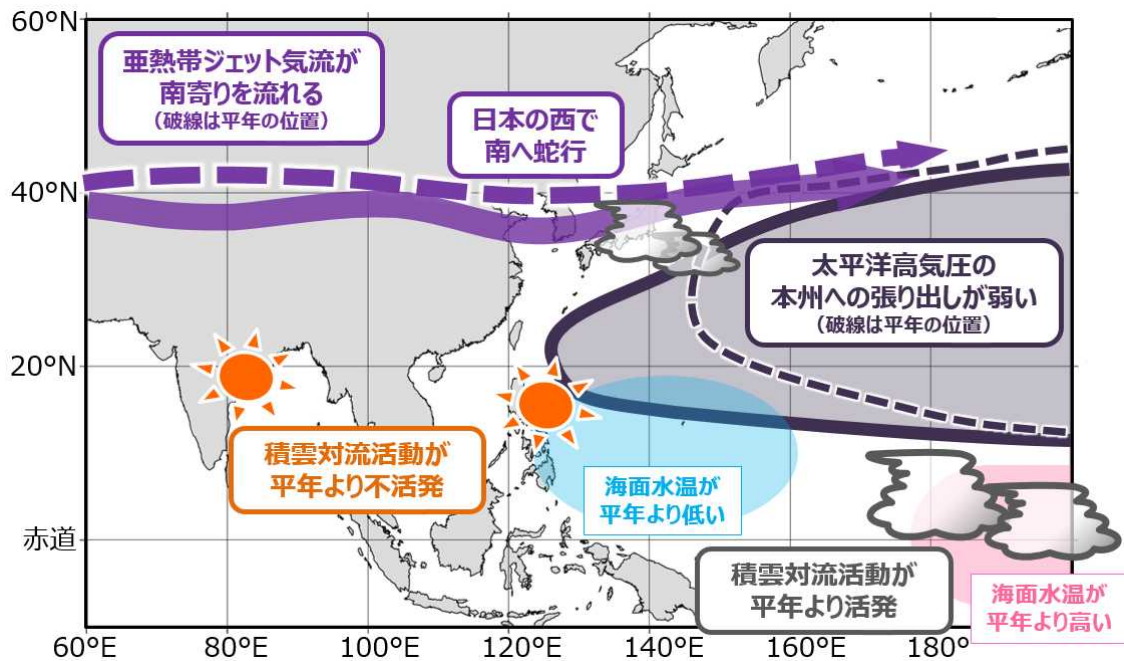


(f) 日照時間(7~9月:夏後半)



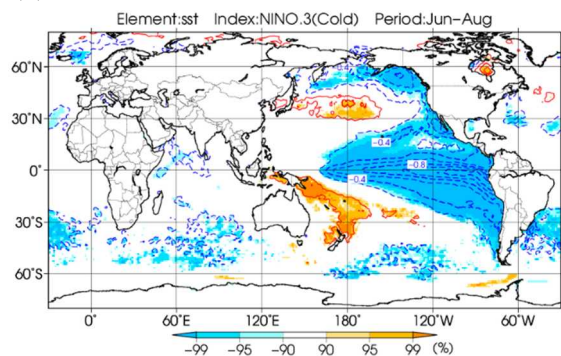
第 1.3-5 図 エルニーニョ現象が発生しているときの(上段)6~8月(夏)及び(下段)7~9月(夏後半)における日本の(左)平均気温、(中)降水量、(右)日照時間

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。

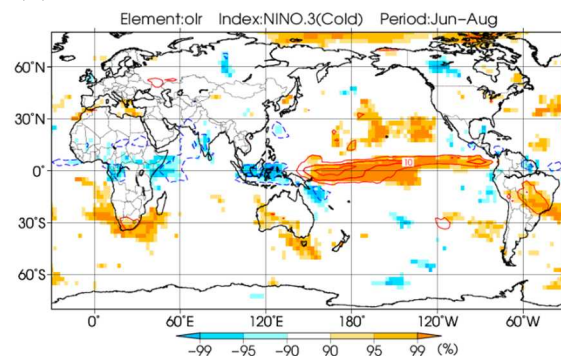


第 1.3-6 図 エルニーニョ現象に伴う北半球夏の気候循環場の変動における統計的な特徴
模式図は、気候循環場の合成図解析に基づき、日本の夏の気候への影響に着目して作成した。

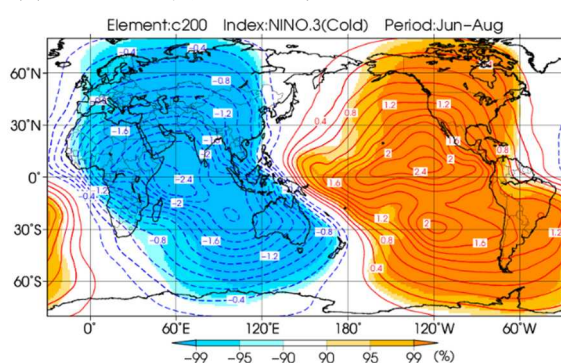
(a) SST



(b) OLR

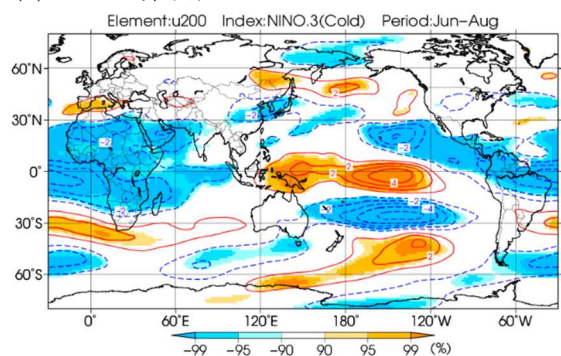


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

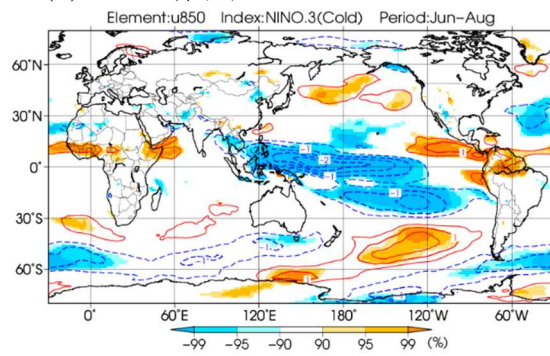


第 1.3-7 図 ラニーニャ現象発生時の夏平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は 5W/m² 間隔、(c)は $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は信頼度水準 90、95、99% で統計的に有意な領域を示す(負の値: 寒色、正の値: 暖色)。

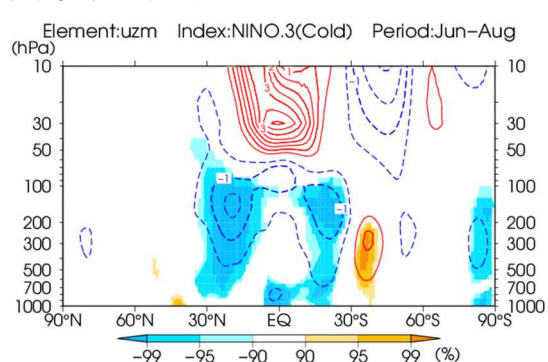
(a) 200hPa 東西風



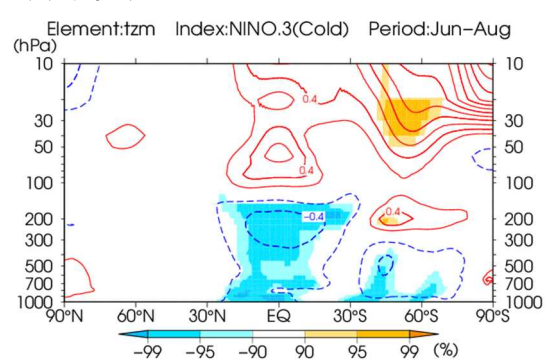
(b) 850hPa 東西風



(c) 帯状平均東西風



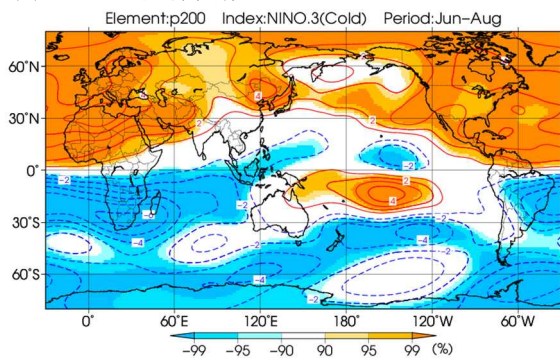
(d) 帯状平均気温



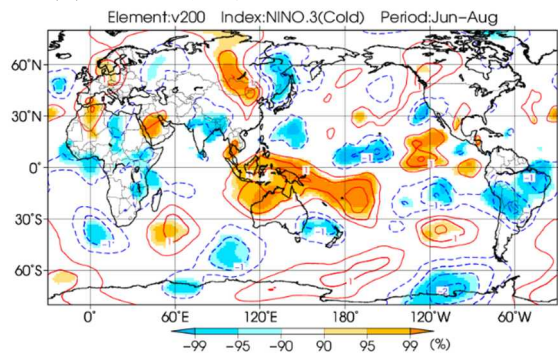
第 1.3-8 図 ラニーニャ現象発生時の夏平均の東西風及び帯状平均場の偏差

(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。

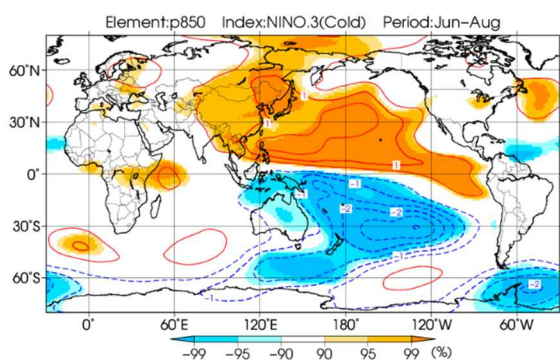
(a) 200hPa 流線関数



(b) 200hPa 南北風



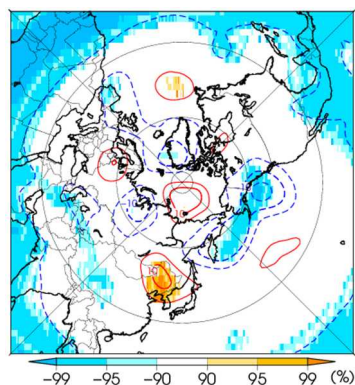
(c) 850hPa 流線関数



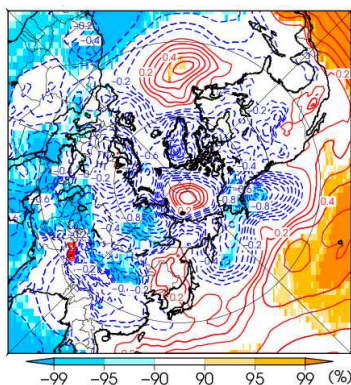
第 1.3-9 図 ラニーニャ現象発生時の夏平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)200hPa 南北風偏差、(c)850hPa 流線関数偏差

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。

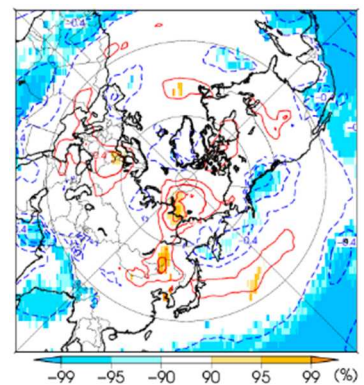
(a) Z500



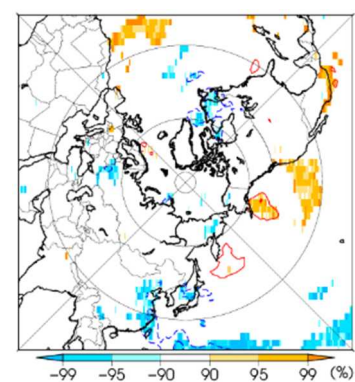
(b) SLP



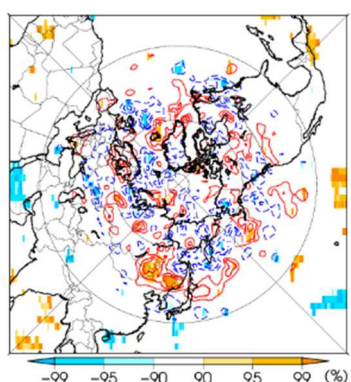
(c) T850



(d) KE850

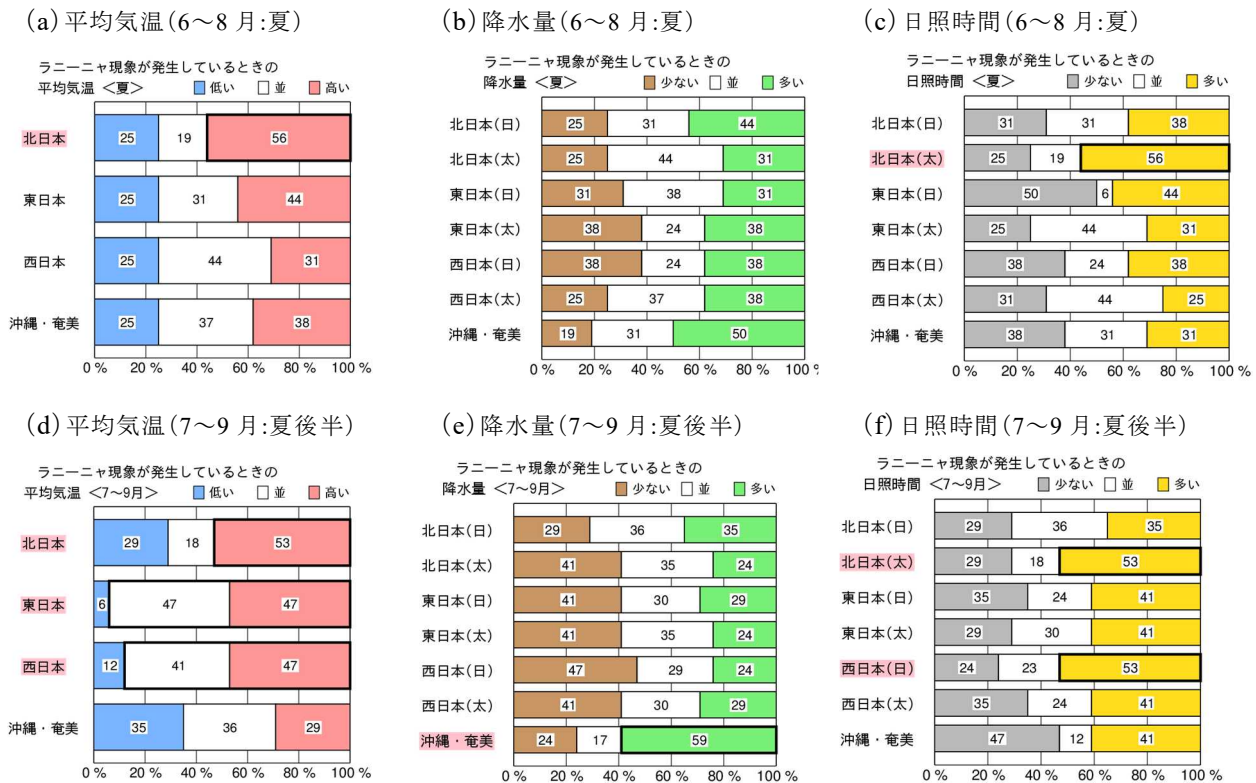


(e) dzdtv300

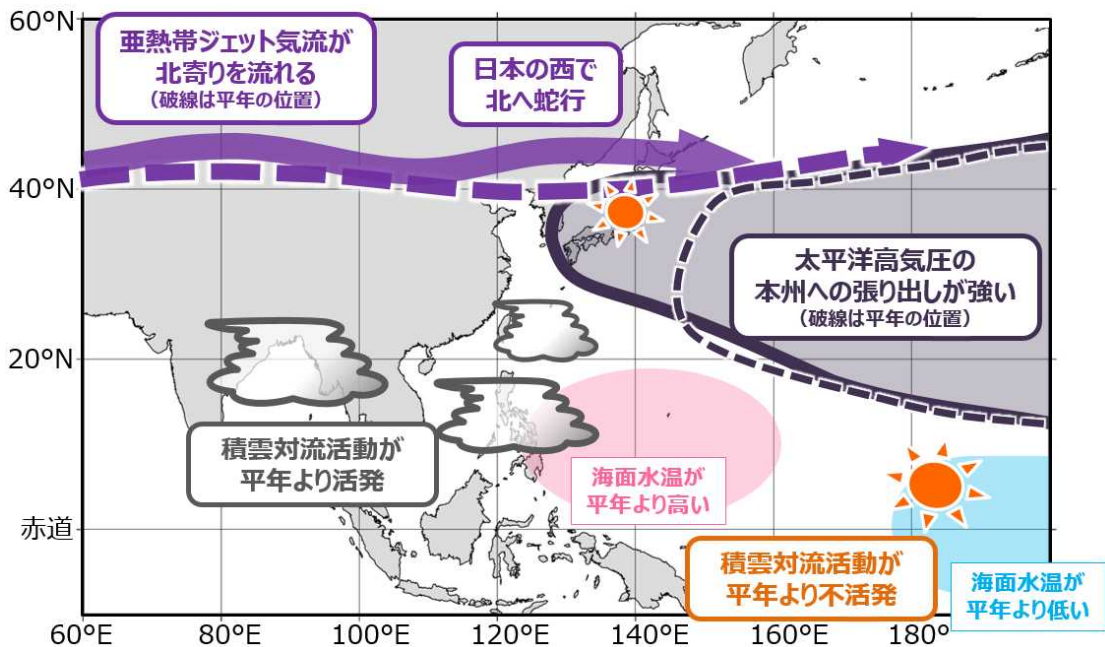


第 1.3-10 図 ラニーニャ現象が発生した年で合成した、夏平均の(a)500hPa 高度偏差、(b)海面気圧偏差、(c)850hPa 気温偏差、(d)850hPa 高周波擾乱の運動エネルギーの偏差、(e)300hPa 高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う高度変化率の偏差

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。

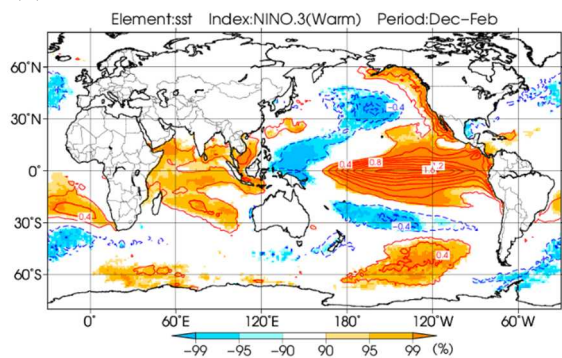


第 1.3-11 図 ラニーニャ現象が発生しているときの(上段)6～8月(夏)及び(下段)7～9月(夏後半)における日本の(左)平均気温、(中)降水量、(右)日照時間
棒グラフの数値は階級の出現率(%)を表す。二項検定において信頼度水準 90%で統計的に有意である地域名には赤い帯をかけ、その階級を黒い太枠で囲った。岩崎(2024)及び気象庁(2023a)から引用。

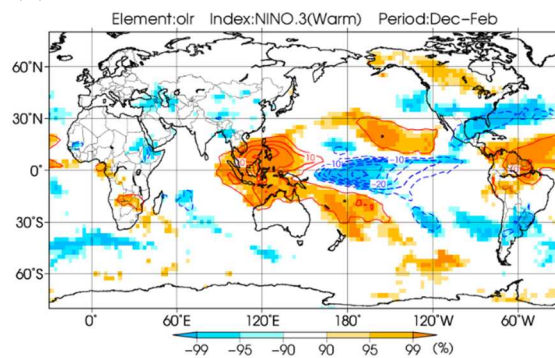


第 1.3-12 図 ラニーニャ現象に伴う北半球夏の気候循環場の変動における統計的な特徴
模式図は、気候循環場の合成図解析に基づき、日本の夏の天候への影響に着目して作成した。

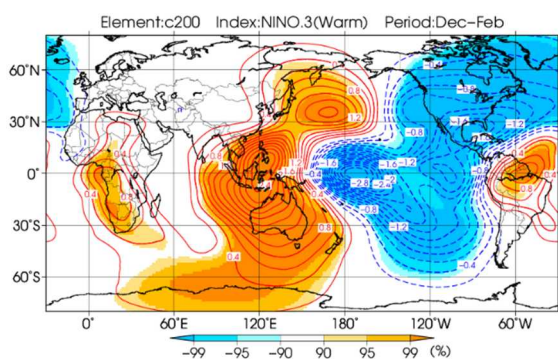
(a) SST



(b) OLR

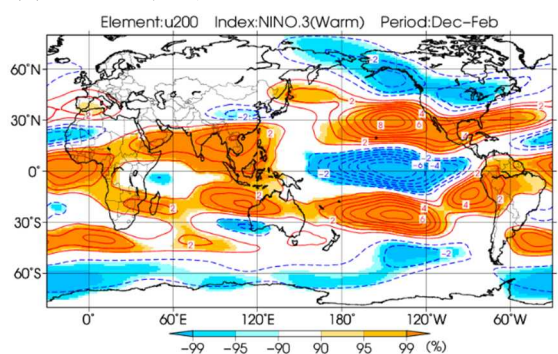


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

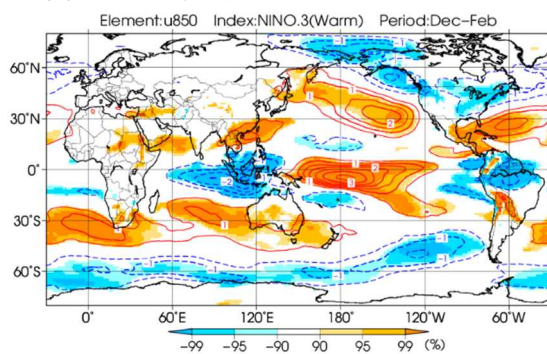


第 1.3-13 図 エルニーニョ現象発生時の冬平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差
等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は 5W/m² 間隔、(c)は 0.2×10⁶m²/s。陰影は信頼度水準 90、95、99%で統計的に有意な領域を示す(負の値:寒色、正の値:暖色)。

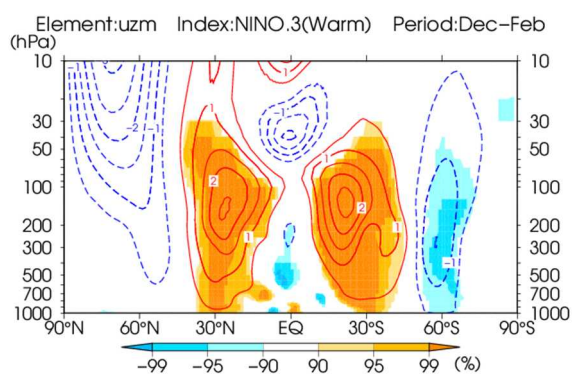
(a) 200hPa 東西風



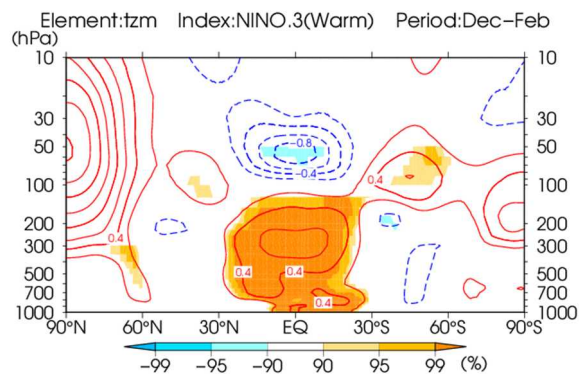
(b) 850hPa 東西風



(c) 帯状平均東西風



(d) 帯状平均気温



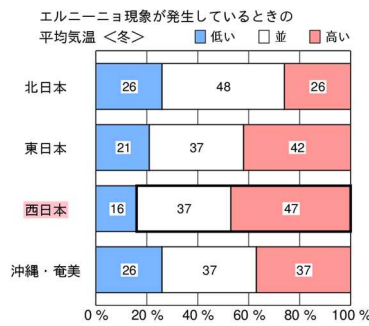
第 1.3-14 図 エルニーニョ現象発生時の冬平均の東西風及び帯状平均場の偏差

(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°C。陰影は第 1.3-13 図と同じ。

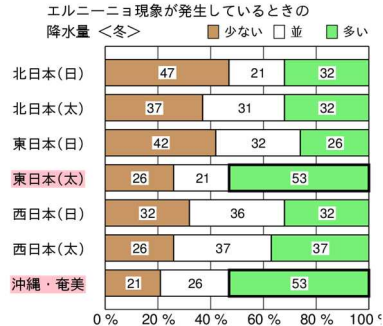
等値線間隔は、(a)は $1 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)は $0.5 \text{m}^2/\text{s}$ 、(c)は $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は第 1.3-13 図と同じ。

等値線間隔は、(a)は 5m、(b)は 0.5hPa、(c)は 0.2°C、(d)は 1m²/s²、(e)は 0.5m/day、(f)は 10m。陰影は第 1.3-13 図と同じ。

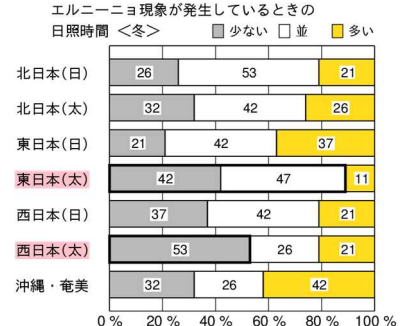
(a) 平均気温 (12～2 月:冬)



(b) 降水量 (12～2 月:冬)

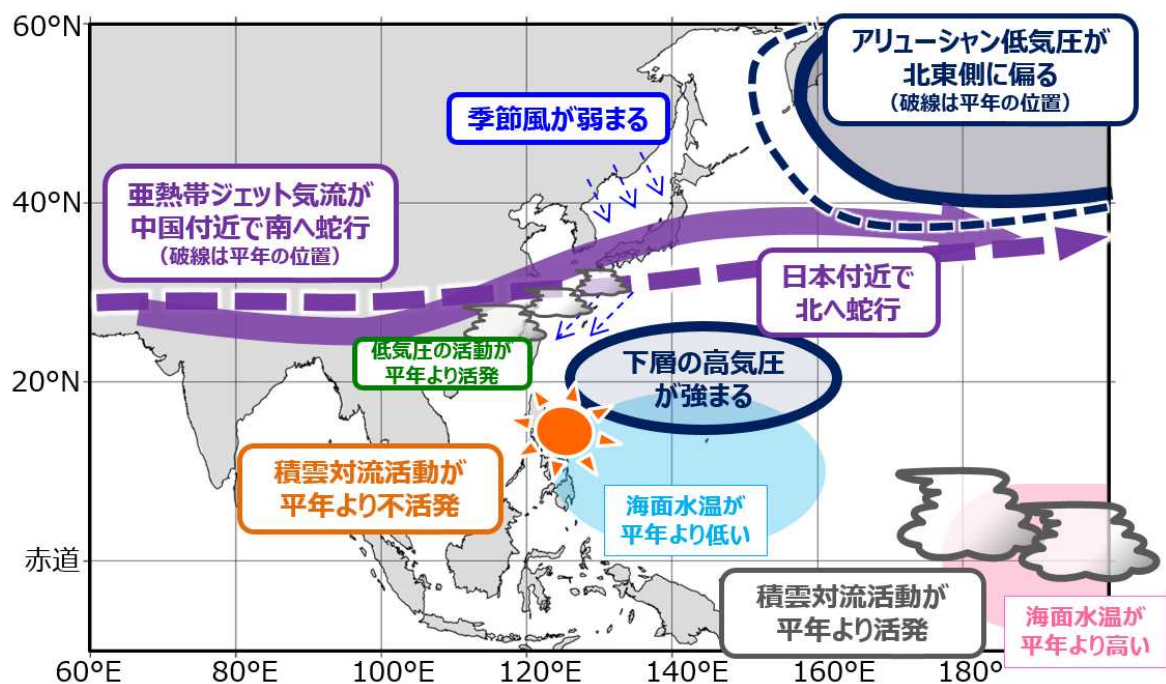


(c) 日照時間 (12～2 月:冬)



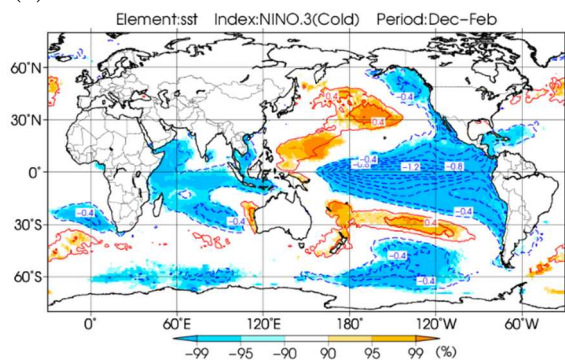
第 1.3-17 図 エルニーニョ現象が発生しているときの 12～2 月(冬)の日本の(左)平均気温、(中)降水量、(右)日照時間

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。

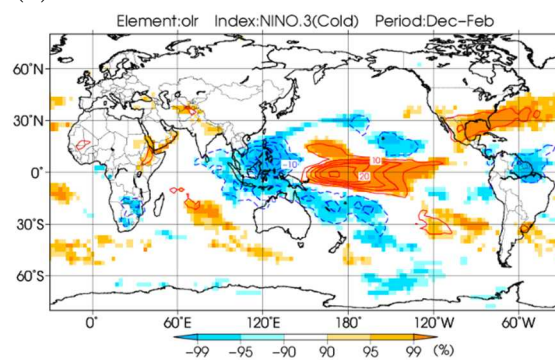


第 1.3-18 図 エルニーニョ現象に伴う北半球冬の大気循環場の変動における統計的な特徴
模式図は、大気循環場の合成図解析に基づき、日本の冬の天候への影響に着目して作成した。

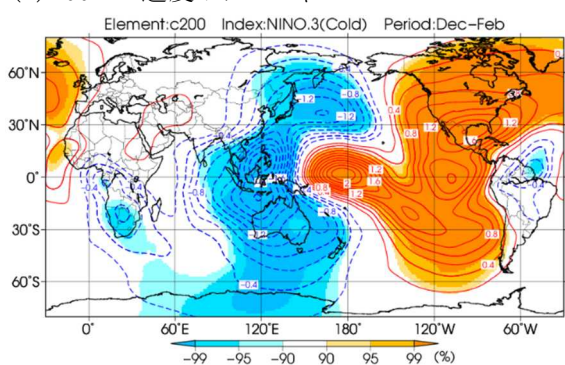
(a) SST



(b) OLR

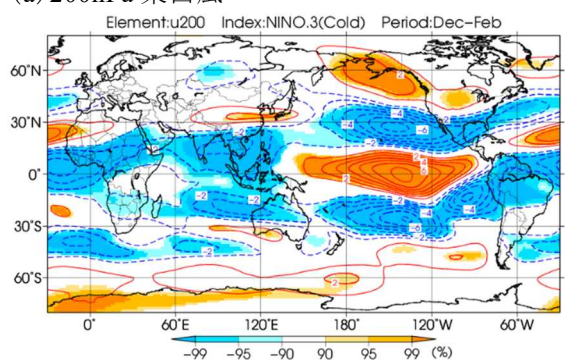


(c) 200hPa 速度ポテンシャル

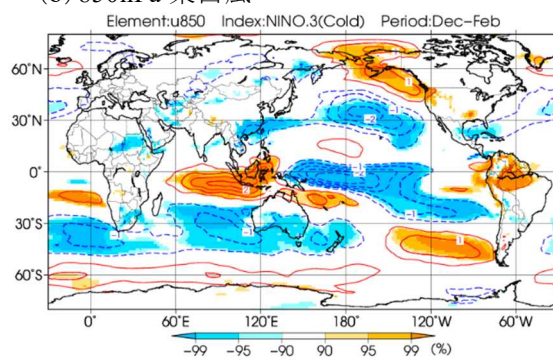


第 1.3-19 図 ラニーニャ現象発生時の冬平均の(a)海面水温偏差、(b)OLR 偏差、(c)200hPa 速度ポテンシャル偏差
等値線は偏差で、(a)は 0.2°C 間隔、(b)は $5\text{W}/\text{m}^2$ 間隔、(c)は $0.2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は信頼水準 90、95、99% で統計的に有意な領域を示す(負の値: 寒色、正の値: 暖色)。

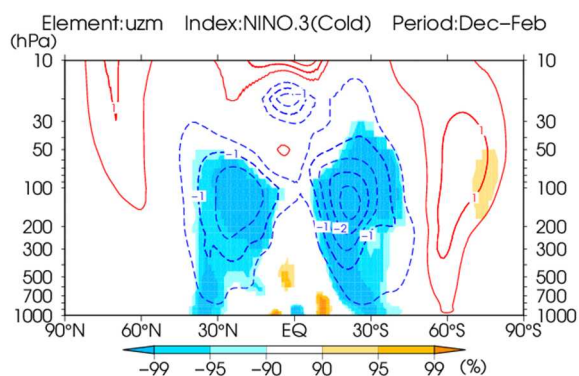
(a) 200hPa 東西風



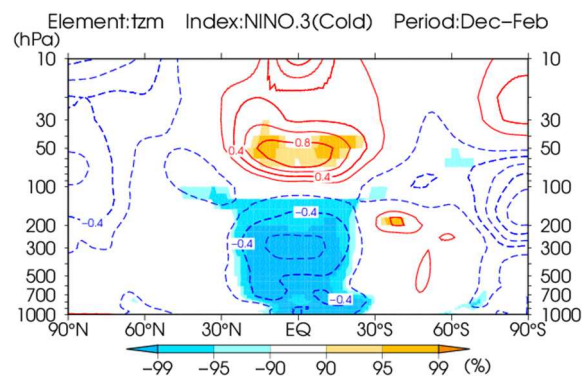
(b) 850hPa 東西風



(c) 帯状平均東西風



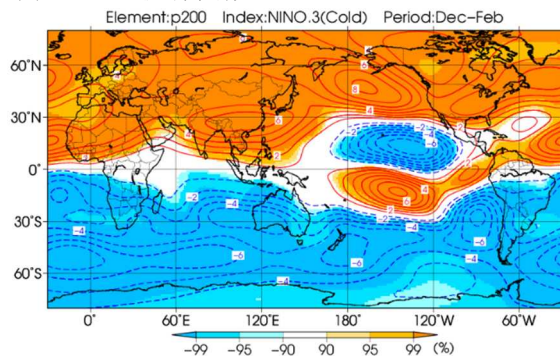
(d) 帯状平均気温



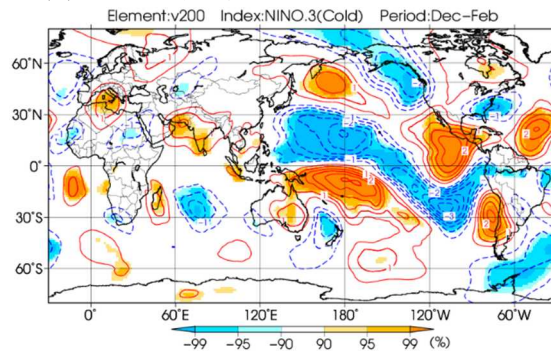
第 1.3-20 図 ラニーニャ現象発生時の冬平均の東西風及び帯状平均場の偏差

(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。

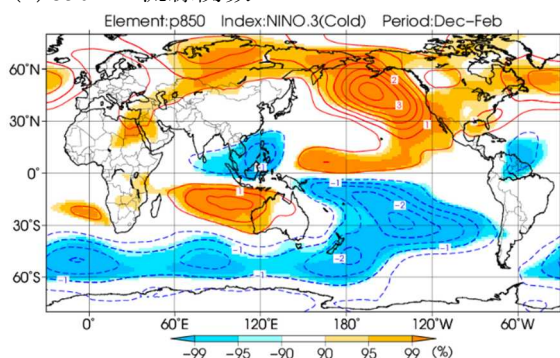
(a) 200hPa 流線関数



(b) 200hPa 南北風



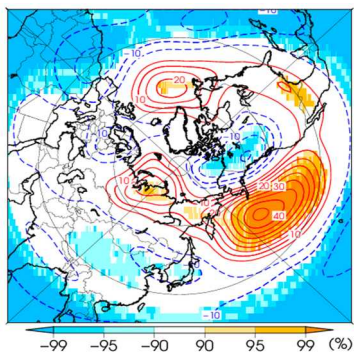
(c) 850hPa 流線関数



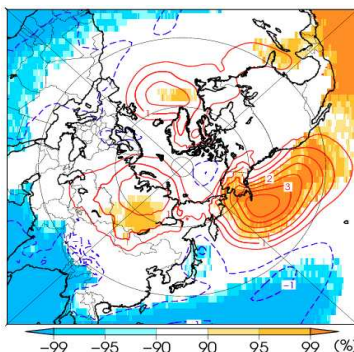
第 1.3-21 図 ラニーニャ現象発生時の冬平均の(a)200hPa 流線関数偏差、(b)200hPa 南北風偏差、(c)850hPa 流線関数偏差

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。

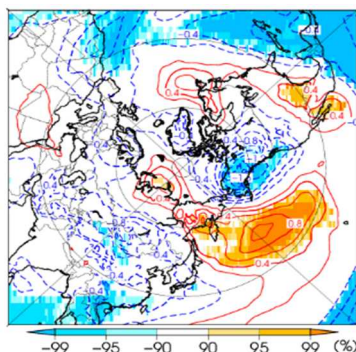
(a) Z500



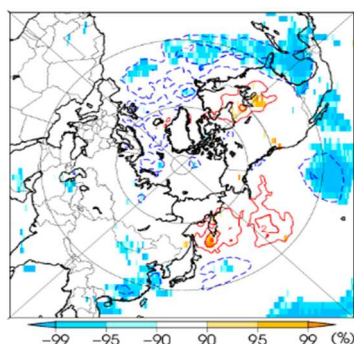
(b) SLP



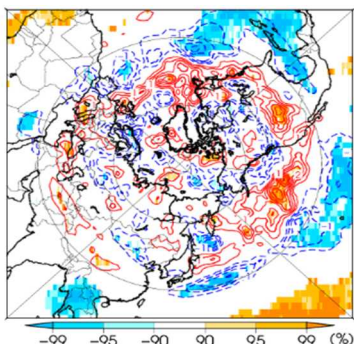
(c) T850



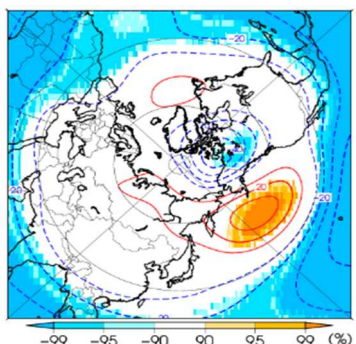
(d) KE850



(e) dzdtv300



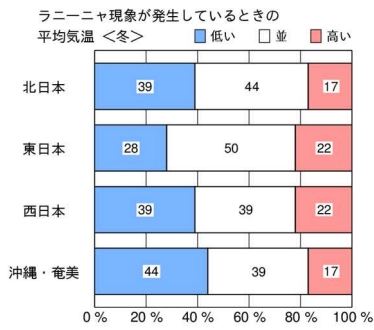
(f) Z100



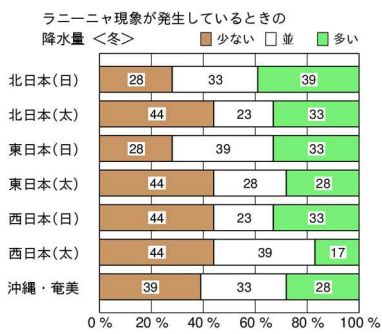
第 1.3-22 図 ラニーニャ現象発生時の冬平均の(a)500hPa 高度偏差、(b)海面気圧偏差、(c)850hPa 気温偏差、(d)850hPa 高周波擾乱の運動エネルギーの偏差、(e)300hPa 高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う高度変化率の偏差、(f)100hPa 高度偏差

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。

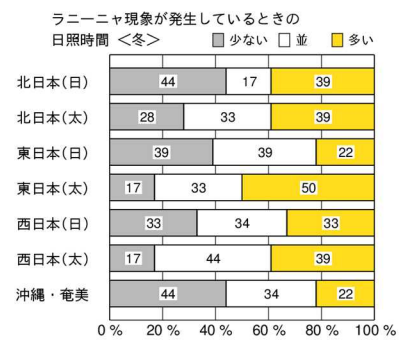
(a) 平均気温(12～2月:冬)



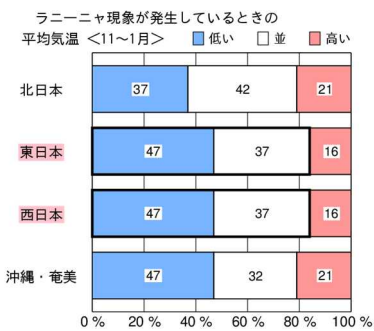
(b) 降水量(12～2月:冬)



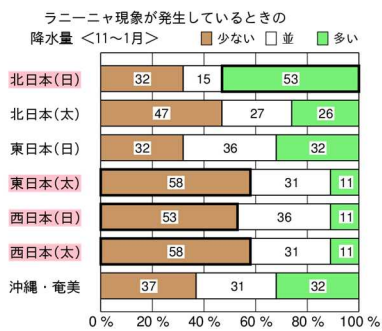
(c) 日照時間(12～2月:冬)



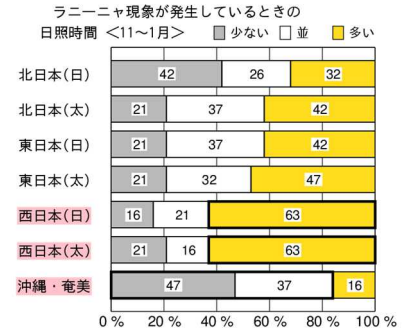
(d) 平均気温(11～1月:冬前半)



(e) 降水量(11～1月:冬前半)

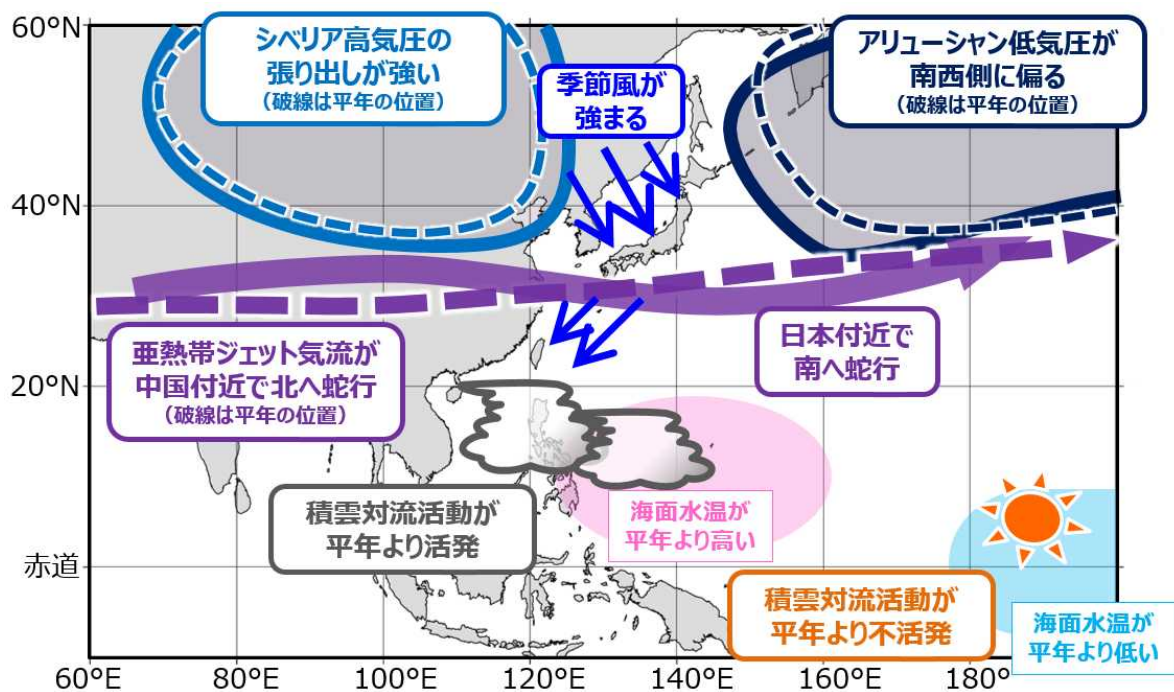


(f) 日照時間(11～1月:冬前半)



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.