

ほぼ三年続きのラニーニャ現象とその影響

前田 修平（気象庁 大気海洋部 気候情報課）

1. はじめに

2020年夏に始まったラニーニャ現象は、2021年夏の短い中断を挟み、2022/23年の冬まで持続した。エルニーニョ/ラニーニャ現象がピークを迎える冬に限ると、三冬続きのラニーニャ現象ということで、それは気象庁の定義では、統計のある1950年以後で初めてのことである。

エルニーニョ/ラニーニャ現象は、最も卓越する気候システムの年々変動である。しかし、今回のラニーニャ現象はほぼ三年間続いたことから、十年～数十年規模のより長い時間スケールの気候変動が関係している可能性がある。また、やはり長く続いたことから、熱帯太平洋以外の海域、すなわちインド洋や太平洋の中高緯度などにも影響し、その影響が大気に現われている可能性もある。

エルニーニョ/ラニーニャ現象は、①太平洋赤道域における海洋内部の熱の大きな東西変動であるが、②海洋内部での熱の上下の変動でもあるし、③熱帯域と中・高緯度間での熱の傾度の変動でもある。エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生時には熱帯域で平均した海水温は、水深0～100mぐらいまでは高く/低く、水深100～250mぐらいまでは低い/高い。また、エルニーニョ/ラニーニャ現象の発生時には、東西に帯状平均した熱帯と中緯度の海面水温の差が大きい/小さい。これらの海洋の変動は大気にも様々な影響を与える(例えば、小林と前田, 2016)。

通常、季節予報では上述した①の熱の東西変動に伴う大気の影響を強く意識する。つまり、海面水温偏差に対応する熱帯域の大気対流活動の東偏/西偏と、それにより強制される局所的な大気波動を通した日本付近へのテレコネクションである。しかし、②や③の変動に起因する大気の変動も日本付近の大気循環に影響を与える可能性がある。例えば、③の変動に関しては、ハドレー循環、帯状平均した亜熱帯ジェット気流、それを基本場として発達する高周波擾乱の活

動、それらの相互作用、中緯度の平均子午面循環など。すなわち、大気大循環に影響を与える。

これらのことを念頭に、本調査ではこの三年続きのラニーニャ現象とその大気への影響について、診断的に調べた。

2. データと手法

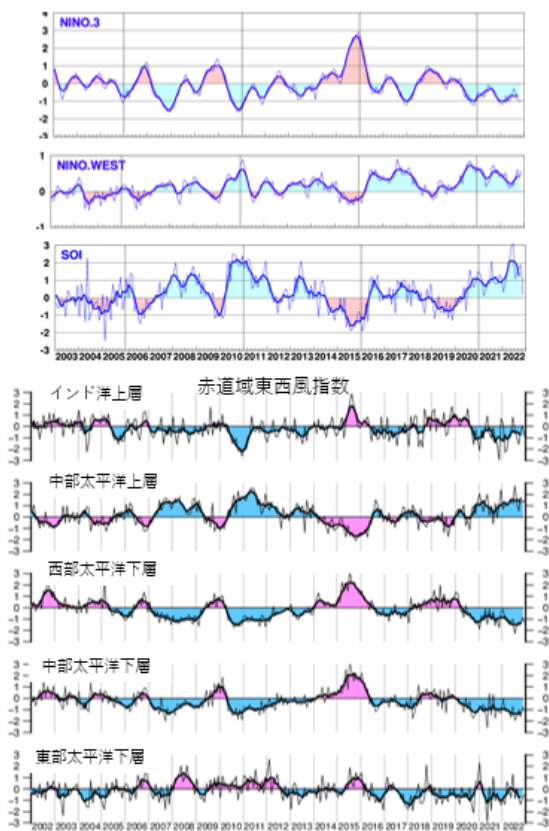
使用するデータは、気象庁でリアルタイムの気候診断に用いているものである。すなわち、大気と海面熱フラックスは JRA-55(Kobayashi et al., 2015)、海面水温(SST)は COBE-SST(Ishii et al., 2005)、海洋の表層水温は MOVE-G2(Toyoda et al., 2013)、熱帯対流活動の代替データとして NOAA の OLR、である。

解析には、気象庁の HP 掲載図表や気候診断用の WEB アプリを主に用いる。1.で述べた大気大循環への影響を概括的に調べるために、ほぼ三年のうち、ラニーニャ現象が立ち上がった期間を除く後半の二年間の平均場についても調べる。ラニーニャ現象の大気大循環への影響は季節ごとに異なるものの、季節変化をフィルターした年平均場への影響を確認したい、との考えからである。

3. ほぼ三年続きのラニーニャ現象の概要

第1図は、過去20年間のエルニーニョ監視海域の SST 偏差等である。東部太平洋赤道域(NINO.3)の SST は、2020年夏以降、変動しつつ負偏差が持続している。一方、西太平洋熱帯域(NINO.WEST)の SST は過去20年間では高温化のトレンドが明瞭で、2020年夏以降は強い正偏差が続いている。エルニーニョ/ラニーニャ現象の大気側の指標である南方振動指数(SOI)も2020年夏以降、正の値(タヒチの海面気圧がダーウィンの海面気圧より高い)と、貿易風が強い状態が続いている。このように、太平洋域では、2020年夏以降は、海洋と大気ともにラニーニャ現象時の特徴が持続している。

第 1 図には、赤道域の大気の東西風指数も示している。2020 年夏以降、太平洋では、西部から東部まで下層東風偏差、中部で上層西風偏差がほぼ持続し、



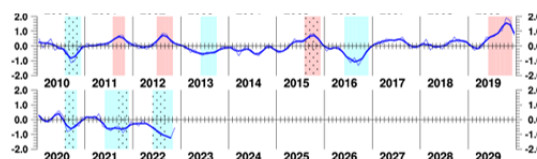
第 1 図 エルニーニョ監視海域の海面水温年偏差など

上から、NINO.3とNINO.WESTの年偏差で、以下は大気側の指数。細実線は月別値で太字線は5か月移動平均値。NINO.3、NINO.WEST、SOIは2003年1月～2022年12月の20年間で、他は2002年1月～2022年12月の21年間。

ラニーニャ現象時の特徴である東西(ウォーカー)循環が強いことがわかる。また、インド洋の上層では東風偏差で、インド洋でもウォーカー循環が強い状態が2020年夏以降持続している。

この間、インド洋でも珍しい現象が起こった。第2図は、インド洋ダイポールモード(IOD)の指数である。インド洋の熱帯域では、2019年の強い正のIODに続いて、2020～2022年にかけては負のIODが三年連続で発生した。三年連続の負のIODの発生も、気象庁定義では1950年以後で初めてのことである。上述したと

おり、太平洋とインド洋でともにウォーカー循環が強いこともあり、今回のイベントは熱帯太平洋とインド洋に跨るもの、と考えられる。



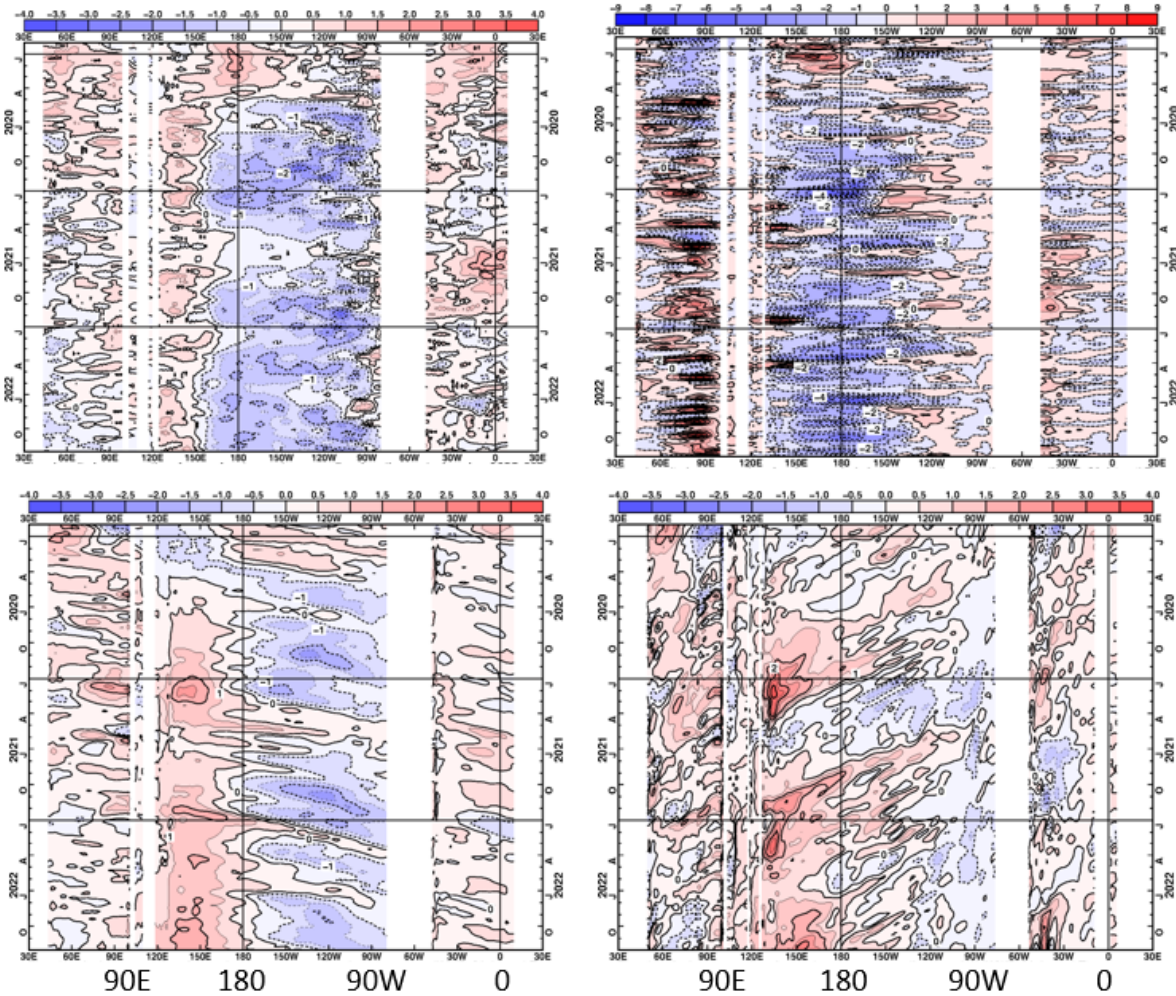
第 2 図 インド洋ダイポールモード指数

2010年1月～2022年12月。細実線は月別値で、太実線は5か月移動平均値。図で赤(青)塗りした期間が、気象庁定義での正(負)のダイポールモード発生期間。

第 3 図は赤道域で平均した海面水温などの時間経度断面図である。2020年夏以降の特徴は以下、①～④の通りで、太平洋-インド洋で大気と海洋が結合して、偏差を維持したことがわかる。

- ①太平洋赤道域の SST 偏差は、中・東部で低く、西部で高い状態が持続、
- ②下層の東西風は、太平洋赤道域の中・西部では一時期を除き東風偏差が持続、インド洋中・東部では強い西風偏差が頻繁に出現、
- ③太平洋赤道域の OHC は、西部で正偏差、中・東部で負偏差が持続。暖水ケルビン波が3本東進したが東部の SST 偏差を大きく上昇させるには至らず。インド洋では東部に暖水が蓄積、
- ④北緯 6 度の OHC の時間経度断面図から明らかのように、3 回の暖水ロスビー波の西進で、西部太平洋熱帯域には暖水が蓄積。

第 4 図は、3 か月平均の SST 偏差である。2020年の秋(9～11月)以降、ラニーニャ現象に対応して、太平洋の熱帯域では中・東部で負偏差、西部で正偏差という状態が持続している。また、負のインド洋ダイポールモード現象に対応して、2020～2022年の秋(9～11月)には、インド洋熱帯域の西部に比べて東部の SST 偏差が高い。一方、太平洋の中緯度では、南北半球で対称に正偏差域が東西に伸びた状態が持続しており、太平洋では熱帯と中・高緯度間の水温の傾度が年々より小さい状態が続いている。

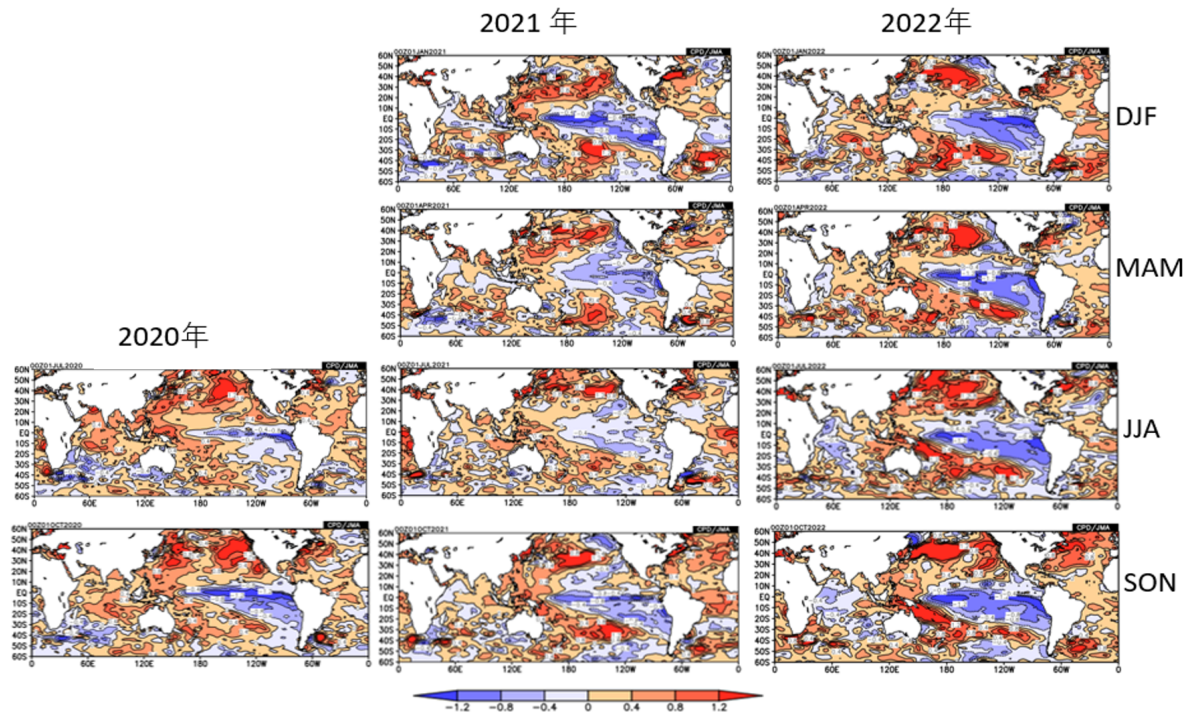


第 3 図 赤道域で平均した海面水温偏差などの時間経度断面図

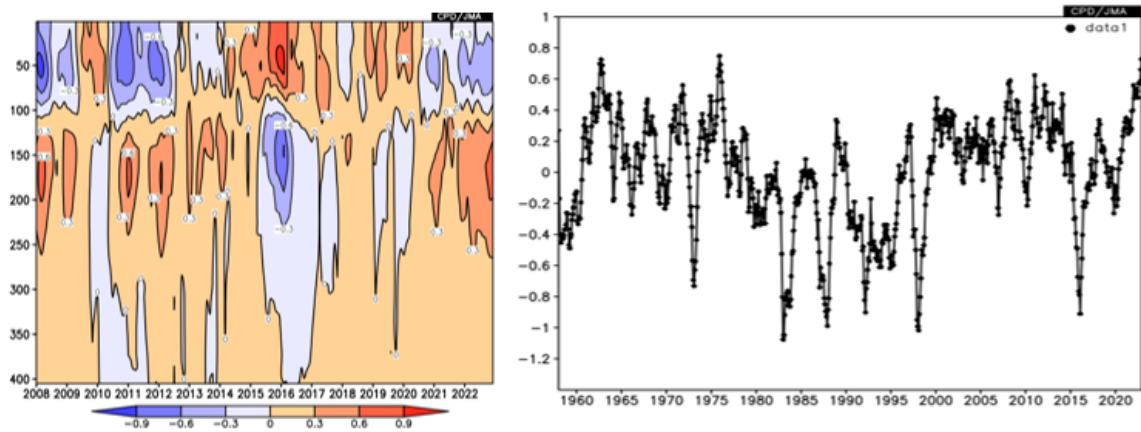
2020 年 1 月～2022 年 12 月の 3 年間。左上: SST 偏差(等値線間隔: 0.5°C)、右上: 東西風応力偏差(等値線間隔: 0.01N/m²)、左下: 深さ 300m までの海洋貯熱量(OHC)偏差(等値線間隔: 0.5°C)、右下: 同左、ただし北緯 6 度における OHC 偏差(等値線間隔: 0.5°C)。

第 5 図は太平洋熱帯域で平均した表層水温である。ラニーニャ現象の持続に対応して、2020 年夏ごろから、海面から水深約 100m までは負偏差、それ以深では 150m 付近を中心に正偏差という状態が持続している。なお、水深 150m 付近の偏差は、エルニーニョ/ラニー

ニャ現象による年々の変動に加え、十年～数十年規模の変動が明瞭で、2000 年以後は大きなエルニーニョ現象が発生した 2016 年頃を除き、正偏差となることが多い。



第 4 図 季節平均(3 か月平均)SST 偏差
2020 年夏(6~8 月)から 2022 年秋(9~10 月)。等値線間隔は 0.4°C。



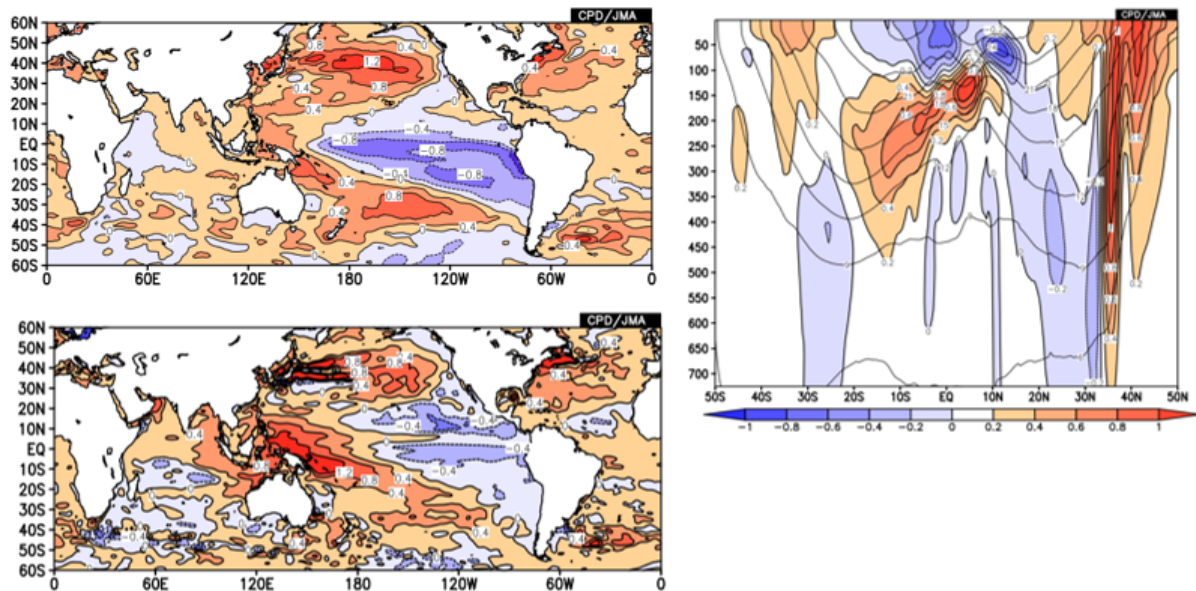
第 5 図 太平洋熱帯域で平均した表層水温偏差
東経 120~西経 80 度、南緯 20~北緯 20 度で平均した表層水温偏差。左: 水深 400m までの深さ時間断面図で、等値線間隔は 0.3°C。2008 年 1 月~2022 年 12 月。右: 深さ 150m の水温偏差。1958 年 1 月~2022 年 12 月。

4. 2020年12月～2022年11月の2年平均循環場の特徴

第3図や第4図で示したとおり、2020年冬から2022年秋にかけては、熱帯の気候海洋の状態や全球の SST 偏差に大きな変化はない。また長く続くラニーニャ現象ということで、十年～数十年規模の気候変動との関係が注目される。そこで、季節変化をフィルターした年平均場の変動について、2020年12月～2022年11月の2年平均場を用いて調べる。

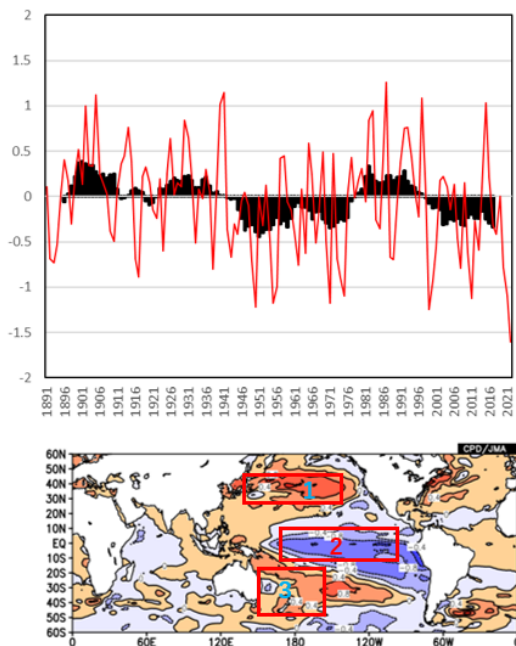
第6図に示すように、SST 偏差では太平洋での南北半球で対称なパターンが明瞭である。また、負のIOD に対応してインド洋では東部で高く西部で低い。この特徴は、表層の海洋貯熱量(OHC)でも同様である。太平洋で平均した表層水温は、ラニーニャ現象に対応して熱帯域では水深約100m以浅(深)で負(正)偏差となっている。一方、中緯度帯、特に北太平洋の北緯35度以北では水深700mまで正偏差で、海洋前線帯が北にシフトしていることを示している。なお、この中緯度の状態は2020年以後に顕著に強まった(図略)。

太平洋における南北対称の SST 偏差パターンは、負の太平洋数十年規模変動(IPO)のパターンに類似している。そこで、Henley et al.(2015)が定義した IPO のトライポール指数(TPI)の1891年～2022年の時系列図を用いて、IPOとの関係を見る(第7図)。これは、太平洋赤道域(南緯10度～北緯10度、東経170度～西経90度)の SST 偏差から、北太平洋中緯度(北緯25度～45度、東経140度～西経145度)と南太平洋中緯度(南緯50度～15度、東経150度～西経160度)の SST 偏差の平均を引いたものである。年平均 SST 偏差で計算している。2022年の TPI は大きな負(負の IPO に対応)で、過去最も低い値となっている。強いエルニーニョ現象に関して2015年には大きな正の値となったものの、図に示した TPI の11年移動平均では、1990年代末から負の IPO が持続している。2015/16年の強いエルニーニョ現象以後、全球平均気温は高い状態が続いているものの、IPO の符号は変わっていない、と判断できる。この三年続きのラニーニャ現象は、負の IPO の位相を背景に出現した。



第6図 2020年12月～2022年11月の海洋の2年平均場

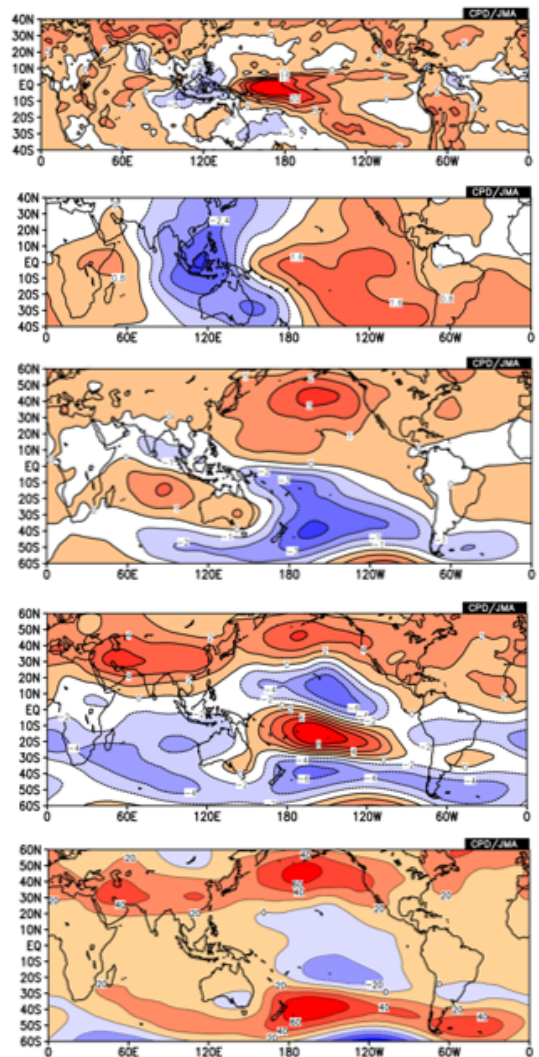
左上: SST 偏差(等値線間隔は0.4°C)、左下: OHC 偏差(等値線間隔は0.4°C)、右: 太平洋域(東経120度～西経80度)で平均した表層水温(等値線。等値線間隔は3°C)と偏差(等値線間隔は0.2°C)。



第 7 図 太平洋数十年規模変動(IPO)のトライポール指数(TPI)

TPI の年平均値(赤線)とその 11 年移動平均値(棒グラフ)、1891 年～2022 年。TPI は、下図の赤枠の領域について、領域 2 の SST 偏差から領域 1 と領域 3 の SST 偏差の平均を引いた値。領域の定義は本文参照。なお、下図の陰影は 2020 年 12 月～2022 年 11 月の SST 偏差で、ただし全球平均を除去したもの。なお、TPI の計算は 2023 年 3 月 15 に以下のウェブツールにアクセスして行った: “/data/timeseries/IPOTPI” Web Tools

次に、大気の 2 年平均場について述べる(第 8 図)。熱帯の対流活動、循環場は SST 偏差に対応した分布が明瞭である。すなわち、太平洋とインド洋での強いウォーカー循環、対流圏下層(上層)の太平洋では南北半球対の高気圧(低気圧)性循環偏差、インド洋で南北半球対の低気圧(高気圧)性循環偏差など。一方、中緯度では、南北太平洋での高気圧性循環偏差が明瞭である。これらの偏差は対流圏の下層と上層でほぼ等価順圧的な構造をしている。200hPa 高度を見ると、熱帯域で高度が相対的に低く、南北半球の中



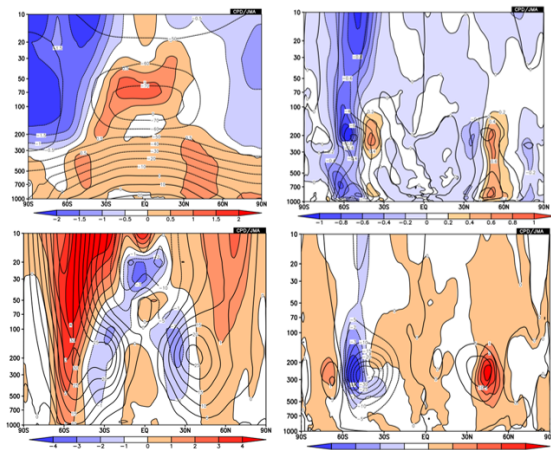
第 8 図 2020 年 12 月～2022 年 11 月の大気の 2 年平均場

上から、OLR 偏差(等値線間隔: $5W/m^2$)、200hPa 速度ポテンシャル偏差(等値線間隔: $0.8 \times 10^6 m^2/s$)、850hPa 流線関数偏差(等値線間隔: $1 \times 10^6 m^2/s$)、200hPa 流線関数偏差(等値線間隔: $2 \times 10^6 m^2/s$)、及び 200hPa 高度偏差(等値線間隔: 20m)。

緯度帯で高いという、南北半球で対称の偏差パターンが明瞭で、中緯度の偏西風が極側にシフトしていることに対応している。

第 9 図に帯状平均偏差場を示す。温度場では、対流圏のほぼ全域で正偏差であるが、熱帯よりも南北半

球の中緯度の方が高く、熱帯と中緯度間で温度傾度が小さい。東西風は、南北半球で亜熱帯ジェット気流の軸の低緯度側で西風が弱い一方、高緯度側で強く、亜熱帯ジェット気流が高緯度側にシフトしている。亜熱帯ジェット軸の南側で西風が弱いことは、ラニーニャ現象で熱帯の気温が下がり、熱帯－中緯度間の温度傾度が小さいことによる温度風平衡で理解できる。

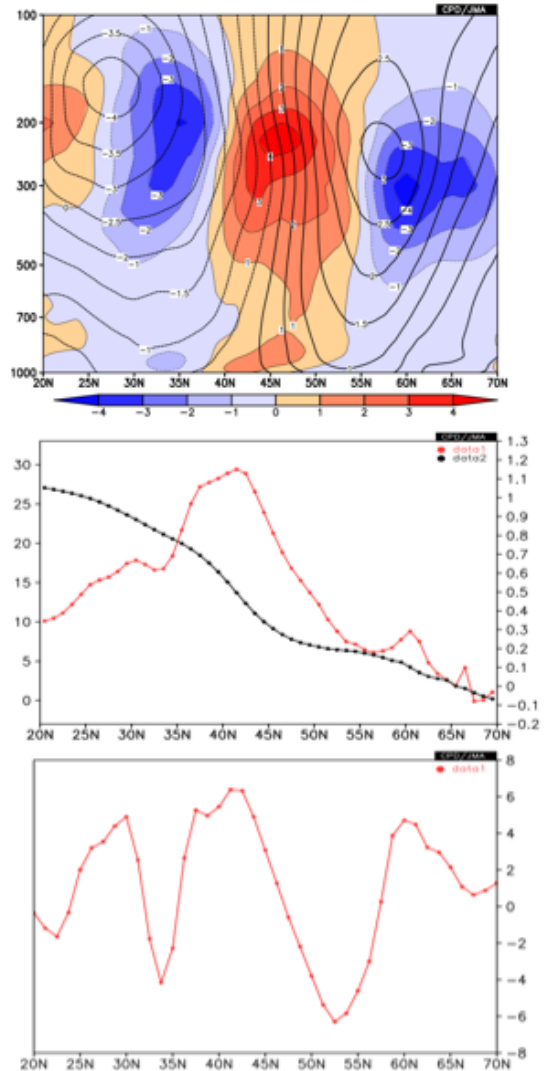


第9図 2020年12月～2022年11月の大気の2年平均場

左上：気温（等値線間隔：10°C）と偏差（陰影、等値線間隔：0.5°C）、左下：東西風（等値線間隔：5m/s）と偏差（陰影、等値線間隔：1m/s）、左上：高周波擾乱による北向き熱輸送（等値線間隔：2K×m/s）と偏差（陰影、等値線間隔：0.2 K×m/s）、右下：高周波擾乱による北向き西風運動量輸送（等値線間隔：5m²/s²）と偏差（陰影、等値線間隔：1m²/s²）

亜熱帯ジェット気流の変動は、それを基本場とする傾圧不安波などの高周波擾乱に影響を与える。図には、2～8日周期の高周波擾乱による北向き熱輸送と運動量輸送も示す。亜熱帯ジェット気流の偏差と整合的に、両者とも極向きに変位している。図から推察される運動量輸送収束偏差の緯度帯は、亜熱帯ジェット気流の軸の極よりで西風偏差の緯度帯に一致しており、偏西風と高周波擾乱の正のフィードバックにより西風偏差が形成されていることを示唆している。なお、高周波擾乱による運動量輸送の偏差パターンはNINO.3との回帰でも確認できるが、この2年平均の

偏差の方がより極寄り、その強さもNINO.3が標準偏差と同じだけ偏ったときに回帰で期待される値よりも、数倍大きい(図略)。



第10図 2020年12月～2022年11月の2年平均場（北太平洋域での東西平均。平均した経度は、東経145度～西経145度。）

上：東西風偏差（等値線間隔：0.5m/s）と高周波擾乱による北向き西風運動量輸送偏差（陰影、等値線間隔：1m²/s²）と偏差（陰影、等値線間隔：1m²/s²）、中：SST（黒線）と偏差（赤線）、下：海面での正味熱フラックス偏差。上向きが正で、単位はW/m²。

次に、偏西風、高周波擾乱とSSTとの関係を、SST偏差が大きな北太平洋域で確認しておく。第10図に示すように、偏西風の偏差と高周波擾乱の偏差の対応は帯状平均場と同様で、偏西風と高周波擾乱の正

のフィードバックが働いていることが明瞭である。海洋側では、中緯度の海洋前線帯が北偏し、SST 傾度は、北緯 42.5 度以南(以北)で弱(強)い。また、海洋から大気への正味熱フラックス偏差は、海洋前線のシフトに対応して、北緯 40 度付近で上向きで北緯 50 度付近では下向きと、この緯度帯で南北傾度が大きく、高周波擾乱の活動の北偏に寄与していると推察される。一方、地上付近では、北緯 45 度より南(北)では東(西)風偏差で、海洋前線を北上させる偏差となっている。これらのことから、大気と海洋間で熱と運動量のやり取りを通した正のフィードバック過程が働いてこのパターンが維持されていることが示唆される。

5. おわりに

ほぼ三年続きのラニーニャ現象とその影響について診断的に調べた。結果は以下の通り。

- ラニーニャ現象と同じく負のインド洋ダイポールモード現象も三年連続で発生しており、また、太平洋とインド洋でウォーカー循環が強い状態が続いた。今回のイベントは、両海洋が関連した現象と考えられる。
- このラニーニャ現象は、1990 年代後半から続く、太平洋数十年規模振動(IPO)の負の位相を背景に発現した。また、2014-16 年の強いエルニーニョ現象では IPO の位相の転換は起きなかった。
- 大気循環場では、長く続くラニーニャ現象により熱帯と中緯度間の温度傾度が弱まったことに伴うと考えられる、偏西風と高周波擾乱の変動とそれらの相互作用が解析された。
- 北太平洋の中緯度における海洋前線帯の北偏、それと大気循環との相互作用が示唆される。

参考文献

- 小林ちあき, 前田修平, 2016: ENSO に伴う対流圏帯状平均偏差場の形成メカニズムと全球エネルギーバランス. 2016 年度異常気象研究集会拡張要旨.
- Henley, B.J., Gergis, J., Karoly, D.J. et al., 2015: A Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation. *Clim Dyn* **45**, 3077–3090.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Intl. J. Climatol.*, **25**, 865-879.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- Toyoda T, Fujii Y, Yasuda T, Usui N, Iwao T, Kuragano T, Kamachi M (2013) Improved analysis of the seasonal interannual fields by a global ocean data assimilation system. *Theor Appl Mech Jpn* **61**:31–48.