

## 2019/2020 年の東アジアにおける記録的暖冬とインド洋・太平洋の 海盆間相互作用の関係

倉持将也<sup>(1)</sup>・植田宏昭<sup>(2)</sup>・小林ちあき<sup>(3)</sup>・釜江陽一<sup>(2)</sup>・高谷康太郎<sup>(4)</sup>

(1)筑波大学院生命地球科学, (2)筑波大学生命環境系,

(3)気象庁気象研究所, (4)京都産業大学理学部

### 1. はじめに

2019 年 12 月から 2020 年 2 月は、ユーラシア大陸において記録的な暖冬であった。日本においても、冬季 (DJF) の気温は観測開始以降最高を記録するとともに、降雪量は最少となった (JMA 2020)。図 1 にユーラシア大陸、東アジア、日本の DJF 平均気温偏差の年々変動の時系列を示す。2019/20 年のユーラシア大陸 (0°–140°E, 40°N–70°N)、東アジア (110°E–145°E, 25°N–40°N) の領域平均した地上 2m 気温は 1979/80 年以降一番の高温となった。なお、東アジアにおいては、進行する温暖化トレンドを差し引いた場合においても観測史上最も高温であり、自然変動の寄与が大きいことが示唆される。

冬季の東アジアの気温は、北極振動 (Arctic Oscillation : AO) のような大気の内変動と、El Niño / Southern Oscillation (ENSO) のような熱帯の外部強制との両方の影響を受ける。実際、2019/20 年についても、冬季に発生した正の AO と暖冬の関係が指摘されている (Lawrence et al. 2020 ; JMA 2020)。一方、冬季にエルニーニョ現象が発生しているとき、西部北太平洋の高気圧性循環の南風偏差によって、東アジアは暖冬になる傾向がある (Wang et al. 2000; Wu and Wang 2002; Zhou and Wu 2010)。加えて、ENSO に伴う熱帯太平洋西部の対流不活発 (活発) によって対流圏上層の波列パターンが形成され、日本付近が暖冬 (寒冬) になることが統計的・実験的に明らかにされている (Sakai and Kawamura 2009 ; Ueda et al. 2015b)。

図 2a, b にそれぞれ 2019/20 年の 850hPa の気温と海面水温 (SST) の気候値 (1979/80 年から 2019/20 年 DJF の平均値) からの偏差を示す。東アジアは顕著な高温であるが、エルニーニョ現象の発現を示す熱帯太平洋東部における暖水偏差は確認されず、図 3 に示すエルニーニョ監視領域 (NINO.3) の SST は平年値に近い。また、冬季の波列パターンの励起源である熱帯太平洋西部には正の海面水温偏差が見られ、2019/20 年の暖冬を ENSO による典型的な応答から説明することは難しい。一方で、インド洋では 2019 年秋から初冬にかけて顕著な正のインド洋ダイポール (Indian Ocean Dipole : IOD, Saji et al. 1999 ;

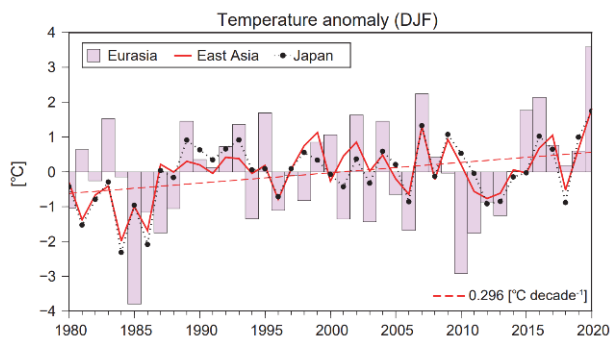


図 1. 1979/80 年から 2019/20 年までの DJF 平均気温からの偏差の年々変動時系列。ユーラシア大陸、東アジアは領域平均した地上 2m 気温。日本は AMeDAS から得た全国 141 地点を平均した地上気温。赤破線は東アジアの線形トレンドで、その値を右下に示す。

Webster et al. 1999) が発現し、冬季を通してインド洋全域において昇温が続いていた。本研究では、熱帯インド洋・太平洋からの強制に着目し、記録的暖冬とこれらの関係を調査する。

2019 年秋の IOD は、ダイポールモードインデックス (IODMI ; 2.1 節参照) が  $3\sigma$  (標準偏差) を超えるほど記録的であった (図 3)。IOD は通常晩秋に終息するとされるが、インド洋西部の昇温とインド洋東部の低温から成るダイポールの SST 偏差は 12 月まで続いた。1 月以降、IOD は急速に終息し、インド洋全域昇温 (Indian Ocean Basin-wide Warming : IOBW) へとシフトした。そのため、図 2b に示した季節平均した SST 偏差はインド洋全域で正となった。IOD から IOBW へのシフトのメカニズムは、Klein et al. (1999), Ueda and Matsumoto (2000), Ohba and Ueda (2005), Takaya et al. (2020) を参照されたい。一方で、太平洋ではエルニーニョの発現は認められないものの、熱帯太平洋日付変更線付近に暖水偏差が出現し、エルニーニョモードキ (CP エルニーニョとも呼ばれる, Ashok et al. 2007 ; Yu and Kao 2007) が発生していた (図 2b)。冬季にエルニーニョモードキ現象が発生したとき、東アジアでは統計的に有意な気温の偏差は見られないとする研究 (Ashok et al. 2007 ; Yuan and Yang 2012) や、東

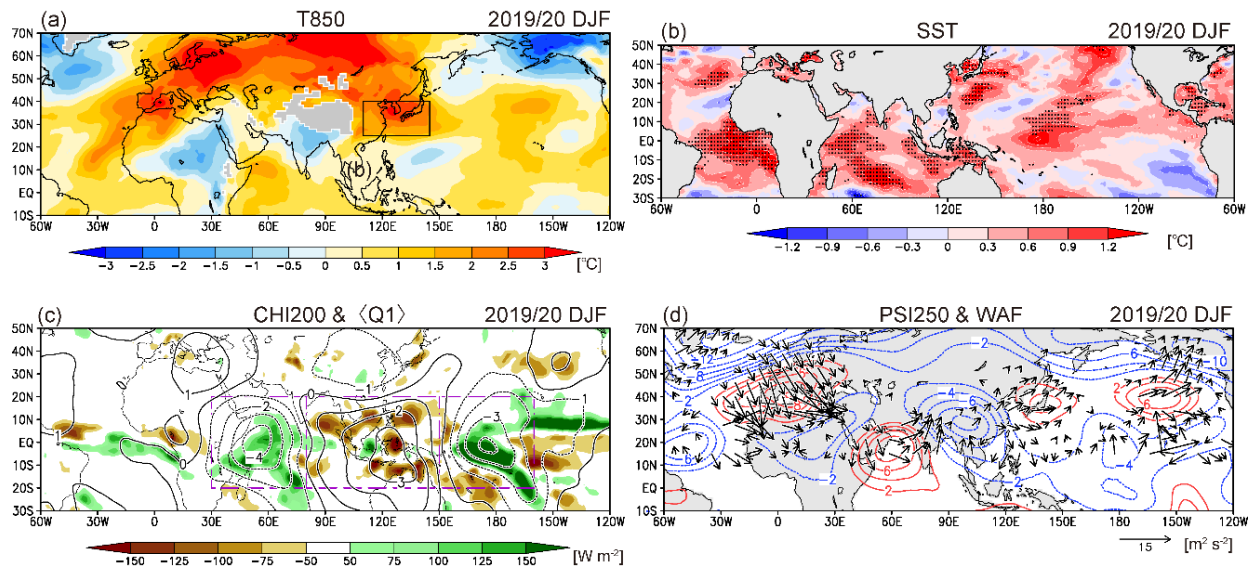


図 2. 2019/20 年 DJF 平均した(a)850hPa 気温(°C), (b)SST (°C) (>2 $\sigma$  にドット), (c)200hPa 速度ポテンシャル(等値線;  $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )と鉛直積分した非断熱加熱  $Q_1$ (陰影;  $\text{W m}^{-2}$ ), (d)250hPa 流線関数(等値線;  $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ; 0 線は省略)と波活動度フラックス(矢印;  $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ ), それぞれ気候値 (1979/80–2019/20 年の平均値) からの偏差を示す. 図 2a の枠は東アジア, 図 2c の枠は左から WIO, MC, CP の本研究における領域をそれぞれ示す.

シナ海の低温傾向と北日本の高温傾向を示す研究 (Weng et al. 2009) もあり, 東アジア域への影響については整理が必要である.

一般的に, 熱帯 SST の正 (負) 偏差は対流活動の活発 (不活発) 化を引き起こし, 大気に対して非断熱の加熱 (冷却) 偏差として働く. しかしながら, 対流活動の変調はこのようなローカルな SST 偏差が決定することに加え, 海盆間スケールの遠隔影響を受けて変調が引き起こされることが明らかになってきた (e.g. Ueda et al. 2015a; Li et al. 2016). 特にインド洋と西部北太平洋の関係はよく知られており, 夏季のインド洋の昇温と対流活発によって, 西部北太平洋は SST が昇温しているにも関わらず対流が抑制されたことが報告されている (Nitta 1990; Ueda et al. 2018; Naoi et al. 2020). この遠隔的な対流活動の抑制メカニズムとして, 松野-ギル型の熱源応答 (Matsuno 1966; Gill 1980) に伴うケルビン波によるエクマン発散が示されている (Xie et al. 2009).

冬季において, IOD/IOBW とエルニーニョモードの同時発生の大気への影響は明らかでない. 以上のような熱帯海洋の変動が 2019/20 年の記録的な暖冬, 特に東アジア域に対してどのように影響していたのかをモデルを用いた感度実験によって調査する.

## 2. モデルと実験設定

### 2.1 使用モデルとデータ

線形傾圧モデル (LBM, Watanabe and Kimoto

2000) を用いた熱源応答実験と, 気象研究所全球大気海洋結合モデル (MRI-CGCM2.3.2, Yukimoto et al. 2006) の大気大循環モデル (AGCM) を用いた SST 感度実験を行った. LBM は T42,  $\sigma$  系鉛直 20 層で, 物理過程は含まずに, 拡散過程として 4 次の水平拡散と鉛直拡散, 線形摩擦としてレイリー摩擦及びニュートン冷却を含む. 線形摩擦が減衰する時間スケールを境界層以下では 0.5 日, 最上層では 1 日, その間は 20 日とした. AGCM は T42,  $\sigma$  系-気圧系結合型の鉛直 30 層 (最上層は 0.4hPa) のグローバルスペクトルモデルで, 非線形項とパラメータ化された物理プロセスは水平解像度約  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$  のガウス

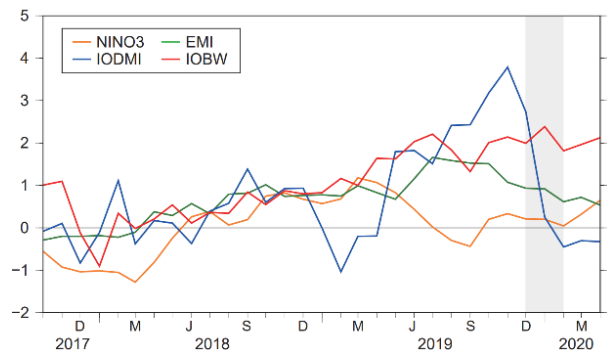


図 3. 2017 年 10 月から 2020 年 4 月までの各月の NINO.3, EMI, IODMI, IOBW の時系列. 値は各月の  $\sigma$  で規格化されている. 灰色域は 2019/20 年冬. 各インデックスの定義は本文参照. 統計期間は 1979/80–2019/20 年.

グリッドで計算される。大気の応答は、各月の SST から補完された各日の SST で強制される。

大気の再解析データとして JRA-55 (Kobayashi et al. 2015) を用いた。水平解像度は  $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ 、気圧系鉛直 37 層である。また、SST の再解析データとして COBE-SST (Ishii et al. 2005) を用いた。水平解像度は  $1^\circ \times 1^\circ$  である。それぞれ使用期間は 1979/80 年から 2019/20 年の 41 年分の DJF とした。気候値はこの期間の平均値で、偏差は気候値からの差として定義した。

SST の変動諸現象を評価したインデックスの定義は以下の通りである。NINO.3 インデックスは熱帯太平洋東部 ( $5^\circ\text{N}-5^\circ\text{S}$ ,  $150^\circ\text{W}-90^\circ\text{W}$ ) で領域平均した SST 偏差で定義され、代表的な ENSO のインデックスである。El Niño Modoki Index (EMI) は熱帯太平洋中央部 ( $10^\circ\text{S}-10^\circ\text{N}$ ,  $165^\circ\text{E}-140^\circ\text{W}$ ) から西部 ( $10^\circ\text{S}-20^\circ\text{N}$ ,  $125^\circ\text{E}-145^\circ\text{E}$ ) と東部 ( $15^\circ\text{S}-5^\circ\text{N}$ ,  $110^\circ\text{W}-70^\circ\text{W}$ ) のそれぞれの半分を引いた値で定義される (Ashok et al. 2007)。Indian Ocean Dipole Mode Index (IODMI) は熱帯インド洋西部 ( $10^\circ\text{S}-10^\circ\text{N}$ ,  $50^\circ\text{E}-70^\circ\text{E}$ ) と東部 ( $10^\circ\text{S}-0^\circ$ ,  $90^\circ\text{E}-110^\circ\text{E}$ ) で領域平均した SST 偏差の差で定義される (Saji et al. 1999)。IOBW は、気象庁と同様に、インド洋全体 ( $20^\circ\text{N}-20^\circ\text{S}$ ,  $40^\circ\text{E}-100^\circ\text{E}$ ) で領域平均した SST 偏差で評価した。

## 2.2 実験設定

再解析から求めた大気の大気非断熱加熱による強制を調べるために、LBM を用いた熱源応答実験を行った。与える非断熱加熱  $Q_I$  は Yanai et al. (1973) に従って、以下のように熱力学方程式の残差として求めた。

$$\frac{Q_I}{c_p} = \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \omega \left( \frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{c_p p} \right)$$

計算は 6 時間データで行われ、季節平均された。以下、 $\langle Q_I \rangle$  は、 $Q_I$  の鉛直積分値を表す。図 2c に 2019/20 年冬の  $\langle Q_I \rangle$  の偏差を示す。インド洋西部の正偏差、海洋大陸周辺の負偏差、熱帯中央太平洋の正偏差が顕著であり、三極子構造が見られる。熱帯の  $Q_I$  偏差は積雲対流の活発/不活発によるものが主であり、対流圏上層の発散場もこれに対応している。この各極子からの強制をそれぞれ評価するために、インド洋西部 (Western Indian Ocean : WIO ;  $30^\circ\text{E}-80^\circ\text{E}$ ,  $20^\circ\text{S}-20^\circ\text{N}$ )、海洋大陸 (Maritime Continent : MC ;  $80^\circ\text{E}-150^\circ\text{E}$ ,  $20^\circ\text{S}-20^\circ\text{N}$ )、熱帯中央太平洋 (Central Pacific : CP ;  $150^\circ\text{E}-160^\circ\text{W}$ ,  $20^\circ\text{S}-20^\circ\text{N}$ ) の各領域のみの熱源偏差を切り出し (図 2c の破線域)、それぞれ LBM に熱源として与えた実験を実行した。以下、それぞれの実験を WIO-Q, MC-Q, CP-Q と呼

ぶ。熱源強制の応答を時間積分によって計算し、応答が概ね定常状態に達する 15 日目の応答を定常応答解として扱った。

熱源の形成と SST の関係を調べるために AGCM を用いた SST 感度実験を行った。12 月, 1 月, 2 月ごとに SST 偏差を熱源感度実験と同様に WIO, MC, CP の領域で切り出し、気候値に足し合わせたものを境界値として 3 つの SST 感度実験 (WIO-SST, MC-SST, CP-SST) を実行した。偏差は 12 月(0), 1, 2 月(+1)のみ与えられ、他の月や領域外は気候値になっている。各 SST 強制に対して 1 月(0)から 12 月(+1)まで 2 年積分を 10 メンバー実行し、12 月(0), 1, 2 月(+1)の平均値を気候値コントロールランの結果と比較する。10 のメンバーは、気候値コントロールランから選ばれた 10 個の値をそれぞれ初期値として与えている (Ohba and Ueda 2006)。

## 3. 結果と考察

### 3.1 大気循環場の診断解析

熱帯対流活動の三極子構造 (図 2c) のうち、インド洋西部と中央太平洋の正偏差は SST の昇温 (図 2b) と対応しているが、海洋大陸周辺の非断熱加熱の負偏差領域は SST 偏差が小さいか、もしくは正になっており、SST との対応関係は明確でない。

図 2d には対流圏上層の循環場と波活動度フラックス (Takaya and Nakamura 2001) を示す。日本上空に高気圧性循環偏差が見られ、順圧的な高気圧偏差は北西モンスーンによる寒気流入の弱化とそれに伴う東アジアの暖冬と整合的な関係にある。これは Ueda et al. (2015b) の説明と合致する。また、華南付近に低気圧、アラビア海に高気圧性循環偏差が見られ、アジアジェットに沿った波列を形成している。この波列パターンは Sakai and Kawamura (2009) が示した冬季アジアモンスーンの経年変動に対する EOF 第 2 モードに近い様相をしている。華南付近の低気圧偏差から日本上空の高気圧偏差へのロスビー波束伝播が確認でき、これに加えて 2020 年 1 月には明瞭な極周りの波束伝播も確認された。また、北大西洋ではアイスランド低気圧が平年より強化し、北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation : NAO) の偏差が見られる。その南のヨーロッパ上空には高気圧偏差が形成されており、Hurrell et al. (2003) や Seager et al. (2010) が示すように、ジェットが強化され、暖気移流が強まることで、ヨーロッパやシベリア北部は高温になったと考えられる。

### 3.2 熱源応答実験

図 4 に LBM での熱源応答実験の 850hPa の気温

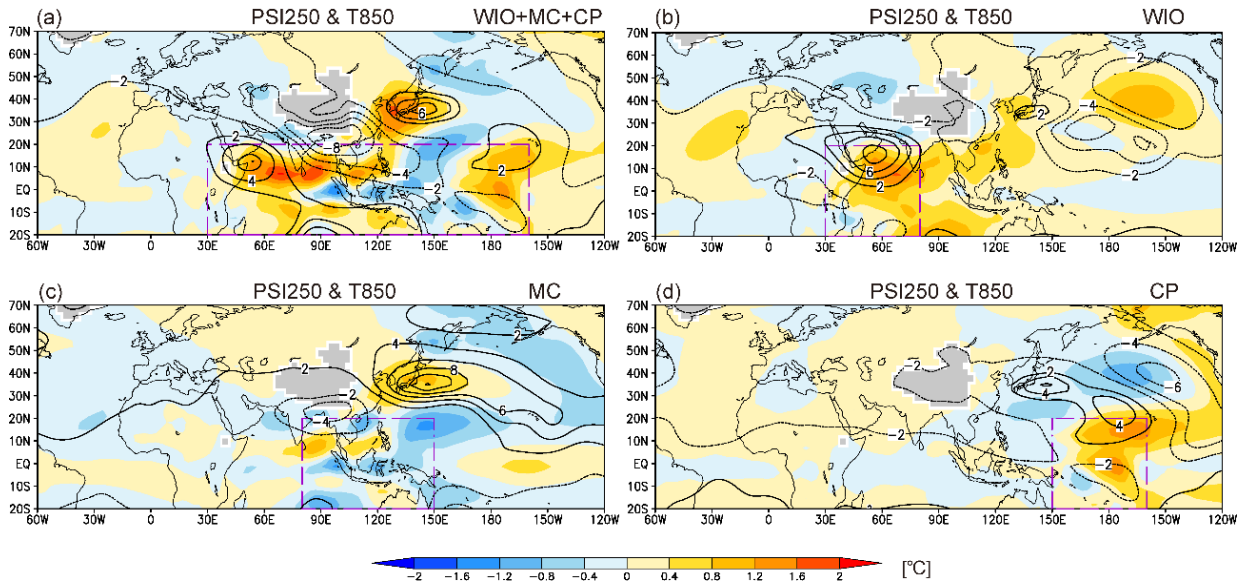


図 4. (a)WIO, MC, CP の 3 極熱源偏差すべてを与えた実験, (b)WIO-Q, (c)MC-Q, (d)CP-Q の 250hPa 流線関数(等値線;  $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )と 850hPa 気温(陰影;  $^{\circ}\text{C}$ )の応答. 破線枠はそれぞれ与えた非断熱の領域を示す.

と 250hPa の流線関数の応答を示す. 図 4a は熱帯三極子構造の熱源すべてを与えた結果, 図 4b, c, d はそれぞれ WIO-Q, MC-Q, CP-Q の結果である. 図 4a は再解析に見られたアジアジェット上の波列パターンと日本の高温傾向をよく再現している. WIO-Q (図 4b) ではアラビア海の高気圧がよく再現され, 弱いながらも華南付近の低気圧と日本の高気圧, 東アジアの高温も確認できる. MC-Q (図 4c) では華南付近に低気圧性循環, 日本の高気圧性循環が再現され, 日本付近の高温偏差が, 領域別では最も大きく現れている. 循環場の応答は, 海洋大陸の負の非断熱加熱偏差に対する松野-ギル型の熱源ロスビー応答として生じた低気圧から, ジェットに沿った波束伝播によって高気圧が形成されたと考えられ, この結果は Ueda et al. (2015b) の典型的なエルニーニョのパターンと一致する. CP-Q (図 4d) は上層の高気圧の形成には寄与している可能性を示すものの, 下層では低温となっている. 大きな傾圧性が存在し, 熱源のロスビー応答が北に拡張するような応答を示した結果であると考えられる. 各実験の東アジアで領域平均した気温の値を表 1 に示す.

2019/20 年冬季の東アジアの高温傾向は, 熱帯の三極子構造の熱源から再現できることが確認された. 中でも海洋大陸の対流抑制の寄与が一番大きい. アラビア海と華南付近のジェット上東西に分布する循環偏差は, それぞれの南側にあるインド洋西部と海洋大陸の東西対になった対応する熱帯対流活動偏差によって効率よく形成されたと考えられる. この解釈は Sakai and Kawamura (2009) と合致する. つ

まり, 波列の形成においては, WIO と MC の 2 つの組み合わせが重要であったことが示唆される.

### 3.3 SST 感度実験

SST 感度実験の結果を図 5 に示す. ここでは主に, 暖冬へ寄与した非断熱偏差がどのように形成されたか議論する. 図 5a は全球の SST 偏差を与えた結果, 図 5b, c, d はそれぞれ WIO-SST, MC-SST, CP-SST の結果で, 降水量と 850hPa の気温を示す. 降水量は( $Q_1$ )と対応し, 大気非断熱源として働く. 全球の SST 偏差から熱帯対流活動の三極子構造と日本の暖冬傾向が再現されることが確認できた(図 5a).

WIO-SST(図 5b)では, インド洋西部で昇温した SST によって対流が活発となり, インド洋東部からフィリピン付近にかけては対流が不活発となった. 日本付近の高温傾向も再現され, インド洋東部とフィリピン沖の対流抑制が再現されたことが大きいと考えられる. MC-SST (図 5c) では東インド洋や海洋大陸の特に南部で, 対流活動が活発化しており, 気温も再解析とは逆に低温を示した. SST 偏差を大気循環モデルに与えているため, 局所的な正の SST 偏差(図 2b)に 応答して, 海洋大陸付近では対流活発化が引

表 1. 各実験における東アジアの 850hPa の気温偏差

感度実験	三極子/全球	WIO	MC	CP
<Q>	+1.00 $^{\circ}\text{C}$	+0.29 $^{\circ}\text{C}$	+0.51 $^{\circ}\text{C}$	-0.16 $^{\circ}\text{C}$
SST	+0.79 $^{\circ}\text{C}$	+0.66 $^{\circ}\text{C}$	-0.63 $^{\circ}\text{C}$	+0.10 $^{\circ}\text{C}$

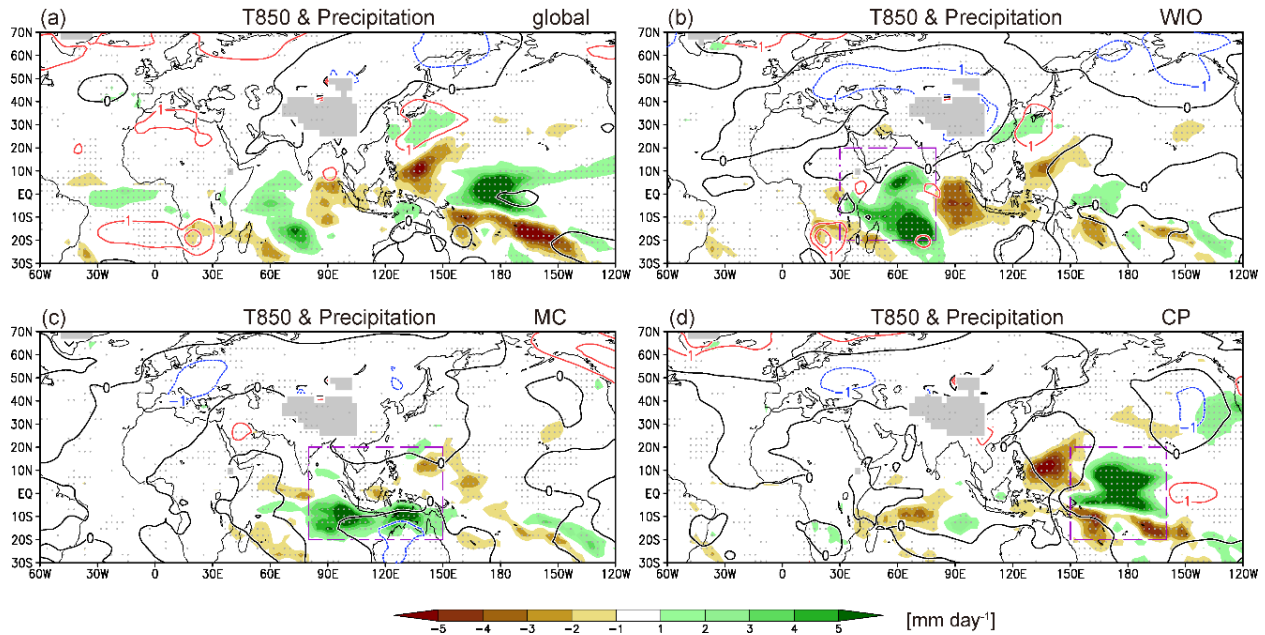


図 5. (a) 全球の SST 偏差を与えた実験, (b) WIO-SST, (c) MC-SST, (d) CP-SST の 850hPa 気温(等値線; °C) と降水量(陰影; mm day<sup>-1</sup>)の応答. ドットは降水量が t 検定によって有意水準 95% で有意な領域. 破線枠はそれぞれ偏差を与えた SST の領域を示す.

き起こされたと考えられる. 実験結果と再解析との不一致については, 海盆間相互作用の観点から第 4 章で議論する. CP-SST (図 5d) では, 中央太平洋で正の SST 偏差によって対流が活発化し, 対流圏上層で収束場となったフィリピン沖では対流不活発になった. また, インド洋南西部でも不活発になった. 各実験の東アジアの気温偏差の値は表 1 に示す.

以上の結果から, 2019/20 年冬季の東アジアの気温がインド洋・太平洋間に渡って分布する対流活動偏差と関係が深いことが示されたため, 以下では他の年と状況を比較する. 三極子構造の対流インデックスを以下のように定義した.

$$index = ((Q_1)_{WIO} + (Q_1)_{CP} - 2(Q_1)_{MC})/2$$

添え字は各領域での領域平均を意味する. 第 6 図は, 再解析データから求めた冬季における対流インデックスと東アジアの 850hPa 気温偏差の散布図である. これらの相関係数は  $R=0.50$  で, 各領域単独で求めたものよりも気温と強い相関を示した. 2019/20 年は気温, インデックス共に最大であり, これまでに述べた同年の暖冬に対する熱帯熱源の三極子構造の重要性を支持する. 状況が近かった年は 1986/87 年, 1997/98 年, 2006/07 年だったと言える. 一方, 東アジアの寒冬に対してもこの三極子対流インデックスの有用性が伺える. 寒冬の場合は三極子の正負が裏返った構造をしており, これに寄与していると考えられる.

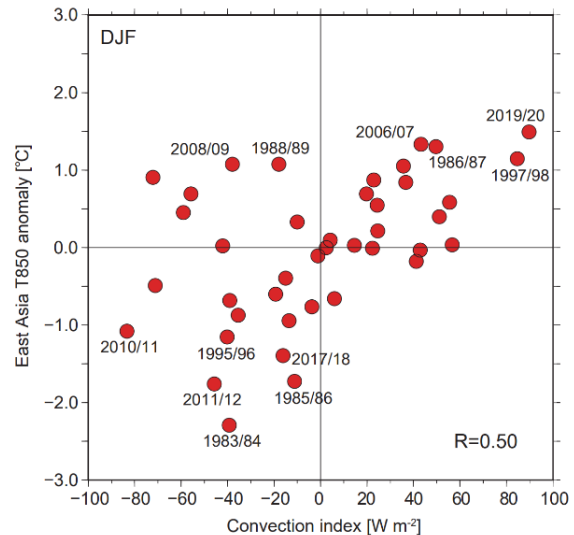


図 6. 冬季 (DJF) の対流インデックスと東アジアの 850hPa 気温偏差の散布図. 線形トレンドは除去した. インデックスの定義は本文参照. 気温偏差上/下位 6 年にはラベルを付けた. 統計期間は 1979/80–2019/20 年.

#### 4. まとめ

本研究では, 2019/20 年の観測史上最大の暖冬に対する熱帯からの影響をモデルを用いて評価した. 熱帯に見られた三極子構造の非断熱偏差を与えた熱源応答実験から, 東アジアの高温偏差が再現された. さらに SST 感度実験から, この非断熱源の形成には,

インド洋と太平洋の海盆間の遠隔影響が働いていた可能性が示唆された。つまり、2019年秋のIODや続く冬のIOBWに伴うインド洋西部のSST昇温と、エルニーニョモドキに伴う熱帯中央太平洋の昇温で活発化した対流活動によって、海洋大陸付近ではSSTにかかわらず対流が強く抑制された。この非断熱源の負偏差は、インド洋西部の対流活発と組み合わせることでアジアジェット上の波列を形成し、東アジアの暖冬に寄与したと考えられる。

MC-SST (図 5c) で海洋大陸の降水量偏差が、再解析 (図 2c) や全球 SST 実験 (図 5a) とは異なった様相を示したことから、インド洋と太平洋の海盆間を超えた遠隔影響が示唆される。海洋大陸のローカルなSSTは対流活動を活発化させるほど昇温していた (少なくとも抑制するほど低温ではない) が、WIO-SST と CP-SST の結果から、実際には両側のインド洋西部と熱帯中央太平洋の対流活発によって押さえつけられる効果が大きかったために、海洋大陸周辺の対流活動が抑制されたと考えられる。熱源応答実験の結果 (図 4) と併せて考えると、抑制された海洋大陸の負の非断熱源が、東アジア付近の高気圧形成と高温に大きく寄与していたと考えられる。

一方で、一連の実験結果においてヨーロッパの高温に寄与したと考えられるNAOのようなパターンは明瞭に再現されなかったことから、熱帯インド洋や熱帯太平洋の変調からヨーロッパの高温を説明することはできない。

Xie et al. (2009, 2016) は、ENSOの冬から夏への季節進行の中でインド洋-西部太平洋の結合系を示したが、冬季の遠隔的な対流抑制においてもXie et al. (2009) が示した構造が現れているのか追加の解析が必要である。また、季節内変動を詳細に調べることも必要とされる。本研究のモデル結果 (図 4a, 5a) は、再解析における初冬 (12, 1月) の状況をよく再現しており、一方でLawrence et al. (2020) はAOの影響が晩冬に顕著であったことを述べている。これらは季節内において暖冬をもたらした主な要因が、熱帯強制から大気の内変動へと移り変わった可能性を示唆する。季節予報精度向上の視点から、熱帯と中高緯度の間に内在する双方向フィードバックを解明し、両側面からの影響を総合的に記述することが求められる。

## 参考文献

- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, **112**, C11007.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447–462.
- Hurrell, J. W., Y. Kushner, and M. Visbeck, 2001: The North Atlantic Oscillation. *Science*, **291**, 603–605.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe Collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.
- JMA, 2020: JMA press release “Climate characteristics of Japan’s warmest-ever winter”, [http://ds.data.jma.go.jp/gmd/tcc/tcc/news/press\\_20200501.pdf](http://ds.data.jma.go.jp/gmd/tcc/tcc/news/press_20200501.pdf)
- Klein, S. A., B. J. Soden, and N. Lau, 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO evidence for a tropical atmospheric bridge. *J. Climate*, **12**, 917–32.
- 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.
- Lawrence, Z. D., J. Perlwitz, A. H. Butler, G. L. Manney, P. A. Newman, S. H. Lee, and E. R. Nash, 2020: The remarkably strong Arctic stratospheric polar vortex of winter 2020: Links to record-breaking Arctic Oscillation and ozone loss. *J. Geophys. Res.*, **125**, e2020JD033271.
- Li, X., S.P. Xie, S.T. Gille, and C. Yoo, 2016: Atlantic-induced pan-tropical climate change over the past three decades. *Nat. Clim. Change*, **6**, 275–279.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43.
- Naoui, M., Y. Kamae, H. Ueda, and W. Mei, 2020: Impacts of seasonal transitions of ENSO on atmospheric river activity over East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 655–658.
- Nitta, T., 1990: Unusual summer weather over Japan in 1988 and its relationship to the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 575–588.

- Ohba, M. and H. Ueda, 2005: Basin-wide warming in the equatorial Indian Ocean associated with El Niño. *SOLA*, **1**, 89–92.
- Ohba, M. and H. Ueda, 2006: A role of zonal gradient of SST between the Indian Ocean and the western Pacific in localized convection around the Philippines. *SOLA*, **2**, 176–179.
- 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.
- 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.
- Seager, R., Y. Kushnir, J. Nakamura, M. Ting, and N. Naik, 2010: Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/10. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L14703.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a Phase-Independent Wave-Activity Flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **85**, 608–627.
- 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.
- Ueda, H. and J. Matsumoto, 2000: A possible triggering process of east-west asymmetric anomalies over the Indian Ocean in relation to 1997/98 El Niño. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 803–818.
- Ueda, H., Y. Kamae, M. Hayasaki, A. Kitoh, S. Watanabe, Y. Miki, and A. Kumai, 2015a: Combined effects of recent Pacific cooling and Indian Ocean warming on the Asian monsoon. *Nat. Commun.*, **6**, 8854.
- Ueda, H., A. Kibe, M. Saitoh, and T. Inoue, 2015b: Snowfall variations in Japan and its linkage with tropical forcing. *Int. J. Climatol.*, **35**, 991–998.
- Ueda, H., K. Miwa, and Y. Kamae, 2018: Seasonal modulation of tropical cyclone occurrence associated with coherent Indo-Pacific variability during decaying phase of El Niño. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **96**, 381–390.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmosphere–ocean thermal coupling in the North Atlantic: a positive feedback. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343–3369.
- Webster, P. J., A. M. Moore, J. P. Loschnigg, and R. R. Leben, 1999: Coupled ocean–atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Nature*, **401**(6751), 356–360.
- Weng, H. Y., S. K. Behera, and T. Yamagata, 2009: Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. *Clim. Dyn.*, **32**, 663–674.
- Wu, R. and B. Wang, 2002: A contrast of the East Asian summer monsoon–ENSO relationship between 1962–77 and 1978–93. *J. Climate*, **15**, 3266–3279.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean capacitor effect on Indo–western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730–747.
- Xie, S.-P., Y. Kosaka, Y. Du, K. M. 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.
- Yanai, M., S. Esbensen, and J. H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611–627.
- Yu, J.-Y. and H.-Y. Kao, 2007: Decadal changes of ENSO persistence barrier in SST and ocean heat content indices: 1958–2001. *J. Geophys. Res.*, **112**, D13106.
- Yukimoto, S., and co-authors, 2006: Present-day climate and climate sensitivity in the Meteorological Research Institute coupled GCM Version 2.3 (MRI-CGCM2.3). *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 333–363.
- Zhou, L. T. and R. Wu, 2010: Respective impacts of the East Asian winter monsoon and ENSO on winter rainfall in China. *J. Geophys. Res.*, **115**, D02107.