

## 対流熱源の位置の差異による冬季北西太平洋における2種類のテレコネクションパターン

倉持将也 (筑波大学理工情報生命学術院)、植田宏昭 (筑波大学生命環境系)

### 1. はじめに

西太平洋 (western Pacific: WP) パターンは冬季北西太平洋で卓越するテレコネクションパターンであり (Wallace and Gutzler 1981)、東アジア域の気候変動に影響を及ぼす (Takaya and Nakamura 2005a, b, 2013; Shiozaki et al. 2021; Shiozaki and Enomoto 2021)。WP パターンの発生メカニズムについて、エル・ニーニョ/南方振動 (El Niño–Southern Oscillation: ENSO) との関係の観点から研究が行われ、エル・ニーニョ (ラ・ニーニャ) 時には正 (負) の WP パターンが発生しやすい傾向にあることが報告されている (Horel and Wallace 1981; Trenberth et al. 1998; Koide and Kodera 1999; Shiozaki et al. 2021)。ここでは、WP パターンの南側の高度偏差が正である場合を正相と定義している。しかしながら、ENSO と WP パターンの位相の関係は明瞭ではなく、ラ・ニーニャ時に正の WP パターンが発生する場合も多い (Tanaka et al. 2016)。

また、年々変動スケールで、東アジアの気温へ影響が大きい南北対の高度偏差パターンは、WP パターンの作用中心よりも西に位置することが指摘されており (Takaya and Nakamura 2013)、論文では“WP-like パターン”と呼称される。WP-like な南北対高度偏差

パターンの位置は、東アジアへの影響を論じる際に重要であると示唆される。

一方、海洋大陸付近の熱帯対流活動偏差によって励起される、中国南部と日本との間で南西-北東対となる対流圏上層の双極子の高度偏差パターンが、冬季東アジアモンスーン変動に大きな影響を及ぼすことが示されている (Hong and Li 2009; Sakai and Kawamura 2009; Ueda et al. 2015; Abdillah et al. 2017; Kuramochi et al. 2021)。以下では簡便の為に、このパターンを“Southeast Asia-Japan (SAJ) パターン”と呼称する。SAJパターンを構成する南西側の偏差は、熱源応答の傾圧構造を反映して対流圏上層 (~300 から 200 hPa) でのみ顕著に現れ、中層 (~500 hPa) では双極子構造は明瞭には確認できない (Ueda et al. 2015)。これは WP パターンとは明らかに異なった特徴の一つである。

このように WP パターンと SAJ パターンは、その発生の位置や力学的メカニズムが異なるにも関わらず、これらを比較した研究はほとんどない。

これら2種類のテレコネクションパターンに関連して、2020/21年冬季の東アジアの気温は前半と後半で、低温偏差から高温偏差へと急激に転じた。図1a

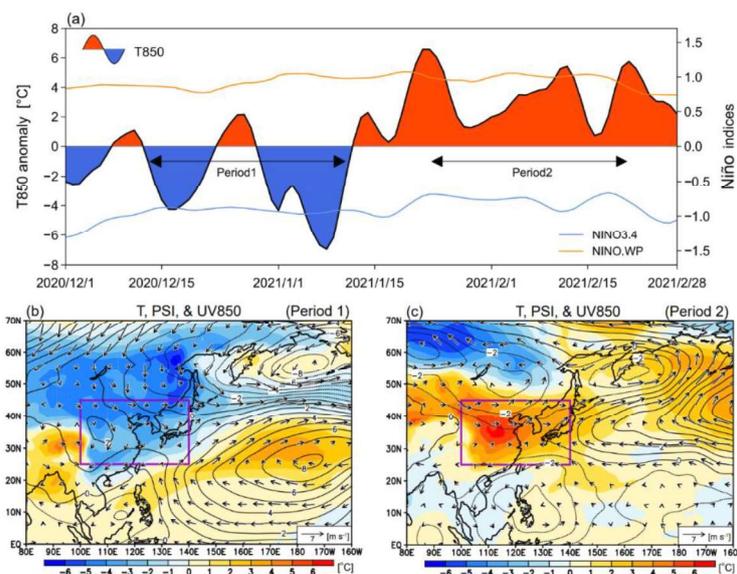


図1 (a)東アジアの5日移動平均気温偏差の時系列 (陰影) と SST 指標 (青線; Niño3.4 (Trenberth 1997)、橙線; Niño-WP (Hoell and Funk 2013))。 (b)Period 1 と (c)Period 2 の 850 hPa の気温 (陰影)、流線関数 (等値線;  $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ )、風 (矢印)。

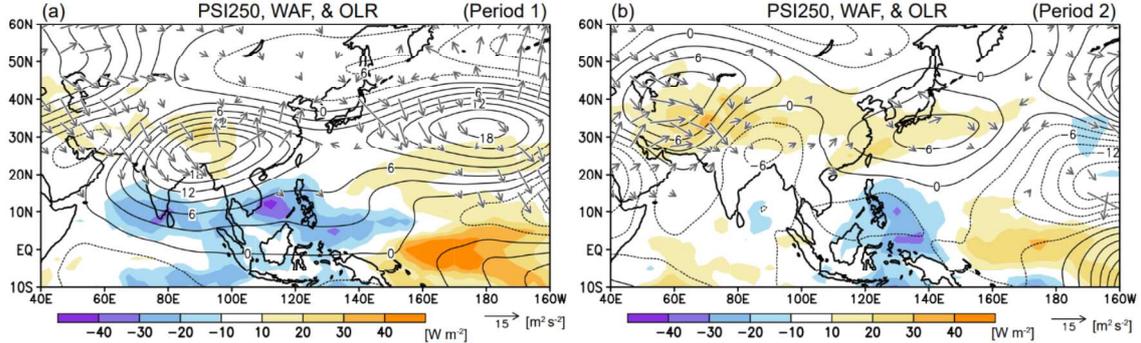


図2 (a)Period 1 と(b)Period 2 で平均した OLR (陰影) と 250 hPa の流線関数 (等値線 ;  $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ) の偏差。矢印は波活動度フラックス。

に、東アジア域[ $25^\circ\text{--}45^\circ\text{N}$ ,  $100^\circ\text{--}140^\circ\text{E}$ ]で領域平均した 850 hPa 気温偏差の 2020 年 12 月から 2021 年 2 月までの時系列を示す。気温偏差は 2021 年 1 月 14 日頃を境に負偏差から正偏差へと転じている。ここで、前半の低温期間を Period 1 (2020 年 12 月 13 日から 2021 年 1 月 11 日まで) として、後半の高温期間を Period 2 (2021 年 1 月 23 日から 2021 年 2 月 21 日まで) と定義する。本研究では、これらの 2 期間の違いとその要因を熱帯対流活動に関連するテレコネクションの観点から調査する。

## 2. データと手法

解析には、JRA-55 の 6 時間データと月平均データ (Kobayashi et al. 2015)、NOAA の Interpolated Outgoing Longwave Radiation (OLR) の日データ (Liebmann and Smith 1996)、COBE-SST の月平均海面水温 (SST) データ (Ishii et al. 2005) をそれぞれ 1974/75 年から 2020/21 年の 12、1、2 月 (DJF) の期間で用いた。また、日ごとの SST の解析のために、NOAA の Optimum Interpolation SST (OISST; Reynolds et al. 2007) を 1981 年から 2021 年の期間で用いた。日データと 6 時間データには、短周期成分を除くために適切な移動時間平均を施した。気候値を解析期間の 47 年間の平均値 (OISST のみ 41 年間)、偏差を気候値からのずれと定義する。

定常ロスビー波の伝播の解析には Takaya and Nakamura (2001) の波活動度フラックスを使用する。

また、熱帯対流活動と循環偏差パターンの励起や維持の関係を評価するために渦度収支解析を行う。線形化した渦度方程式は以下のように書ける (Sardeshmukh and Hoskins 1988) ;

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = S' - \bar{v}_\psi \cdot \nabla \zeta' - \mathbf{v}'_\psi \cdot \nabla \bar{\zeta} + R', \quad (1)$$

ここで、上付きのバーは気候値、プライムは偏差を表す。 $\zeta$  は絶対渦度、 $\mathbf{v}_\psi$  は回転風ベクトル、 $S'$  はロスビー波ソース (Rossby wave source: RWS) 項、 $R'$  の残差項には立ち上がり項や鉛直移流項、摩擦項を含む。RWS は以下のように定義される ;

$$S' = -\nabla \cdot (\mathbf{v}'_\chi \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}_\chi \zeta') = -\bar{\zeta} \nabla \cdot \mathbf{v}'_\chi - \mathbf{v}'_\chi \cdot \nabla \bar{\zeta} - \zeta' \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}}_\chi - \bar{\mathbf{v}}_\chi \cdot \nabla \zeta', \quad (2)$$

ここで、 $\mathbf{v}_\chi$  は発散風ベクトルである。式(1)の右辺第 2 項と第 3 項は回転風にのみ関連する渦度移流項 (回転項) で波の伝播を表す。一方、RWS (式 2) は、発散風にのみ関連する渦度フラックスの収束である。以下では、式(2)の第 1 項を偏差発散項 ( $S_1$ )、第 2 項を偏差移流項 ( $S_2$ )、第 3 項を気候値発散項 ( $S_3$ )、第 4 項を気候値移流項 ( $S_4$ ) と呼ぶ。

熱帯の非断熱加熱偏差に対する大気の応答を診断するために、線形傾圧モデル (LBM; Watanabe and Kimoto 2000) を用いた。LBM の空間解像度は T42、 $\sigma$  系鉛直 20 層とした。拡散係数のための減衰時間は 4 時間、ダンピング係数は下層 3 層で 2 日、上層 2 層で 1 日、それ以外で 30 日とした。外力として与えられた熱源によって強制され、定常応答まで時間積分

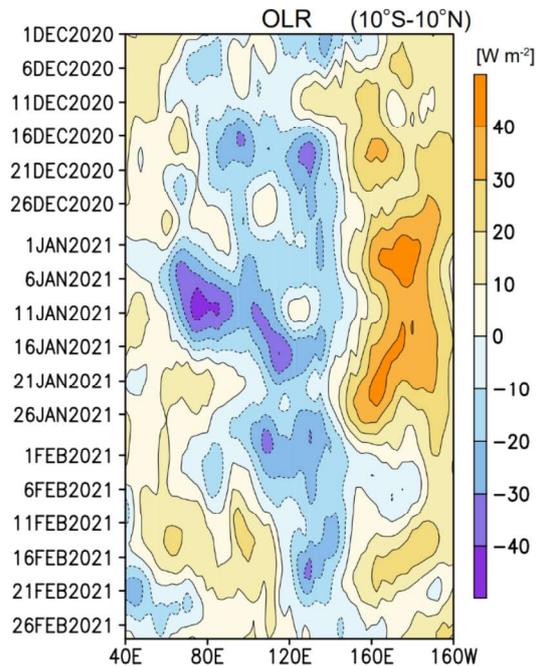


図 3 7 日移動平均した赤道域[10°S-10°N]の OLR 偏差の経度-時間断面。

する。背景場や熱源の位置などの詳細な実験設定は 3.3 節を参照されたい。

### 3. 結果

#### 3.1 2020/21 年冬の熱帯対流活動と循環場のシフト

図 1b, c に Period 1 と 2 の対流圏下層の循環場と気温の偏差を示す。冬前半の Period 1 ではユーラシア大陸全体が低温偏差となっており、同時に東アジア域での北西風偏差は冬季モンスーンの強化を示す。一方で後半の Period 2 では、大陸北部には寒気が未だ存在しているにもかかわらず、太平洋側から伸長するような高気圧循環偏差に対応して、東アジア域は高温偏差となっている。この気温偏差の負から正への転換を説明するために、熱帯域の変調との関連を議論する必要があると示唆される。

Niño3.4 領域の SST の負偏差と熱帯西部太平洋域の正偏差は、2020/21 年の冬季にラ・ニーニャの状態が継続していたことを示す (図 1a)。しかしながら、ラ・ニーニャ時に冬季東アジアモンスーンは強化さ

れやすい傾向にあることを考えれば (Wang et al. 2000; Zhou and Wu 2010)、2020/21 年の冬後半の高温とは整合しないため、以下では対流活動の季節内変動からの影響を考える。

図 2 には Period 1 と 2 の対流圏上層の循環偏差と波活動度フラックス、OLR 偏差を示す。熱帯域の OLR の負偏差は活発化した対流活動に対応する。Period 1 のチベット高原の南から中国南部にかけての高気圧性循環偏差と日本北東部の低気圧性循環偏差から成る南西-北東対の偏差に加えて、インド洋東部から南シナ海で活発化した対流活動は SAJ パターンの特徴によく似ている。一方、Period 2 では高気圧偏差の位置が東へシフトし (30°N 付近)、日本を挟んだ南北対の循環偏差が確認できる。これは WP パターンに似ているが、循環偏差の中心が Wallace and Gutzler (1981) の示した作用中心 (160°E) より西に位置するため、ここでは WP-like パターンと呼ぶ。これに対応するように、活発化した対流活動の中心もフィリピン海へとずれており、すでにインド洋東部から南シナ海

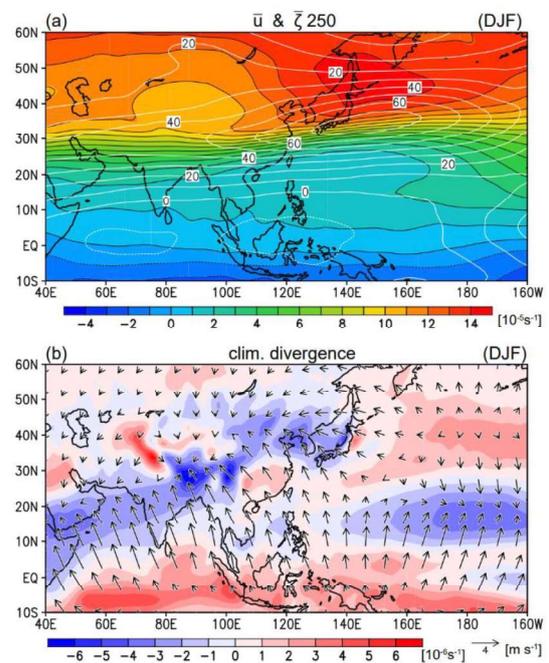


図 4 250 hPa の DJF 平均気候値。(a)絶対温度 (陰影) と東西風 (等値線; m/s)、(b) 発散風 (矢印) とその発散 (陰影)。

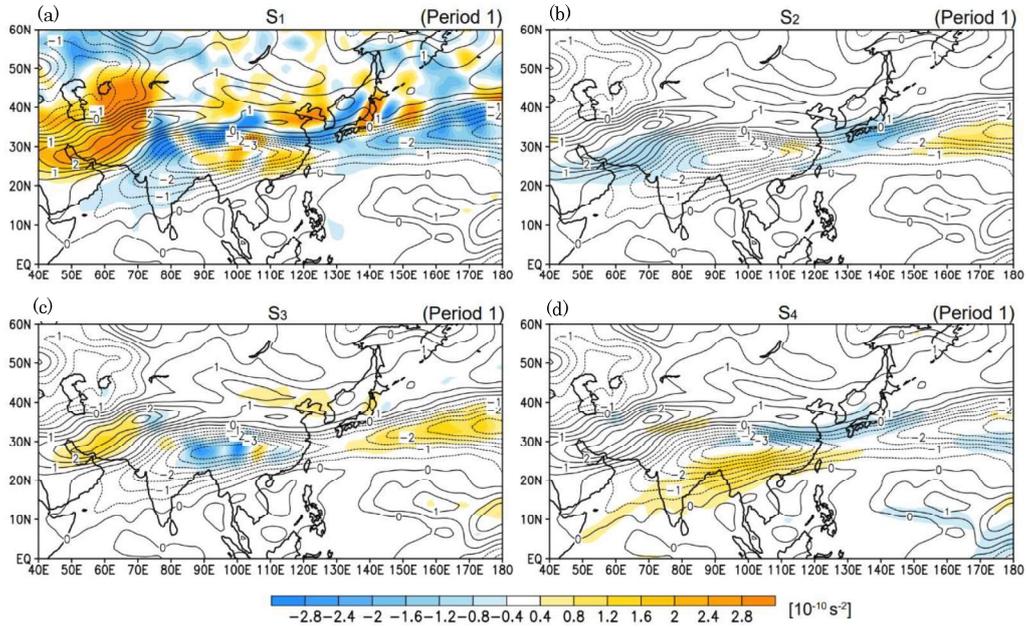


図5 Period 1で平均したRWSの各項の分布。(a)偏差発散項  $S_1$  ( $-\bar{\zeta} \nabla \cdot \mathbf{v}'_{\chi}$ )、(b)偏差移流項  $S_2$  ( $-\mathbf{v}'_{\chi} \cdot \nabla \bar{\zeta}$ )、(c)気候値発散項  $S_3$  ( $-\zeta' \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}}_{\chi}$ )、(d)気候値移流項  $S_4$  ( $-\bar{\mathbf{v}}_{\chi} \cdot \nabla \zeta'$ )。等値線は渦度偏差 ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) を示す。

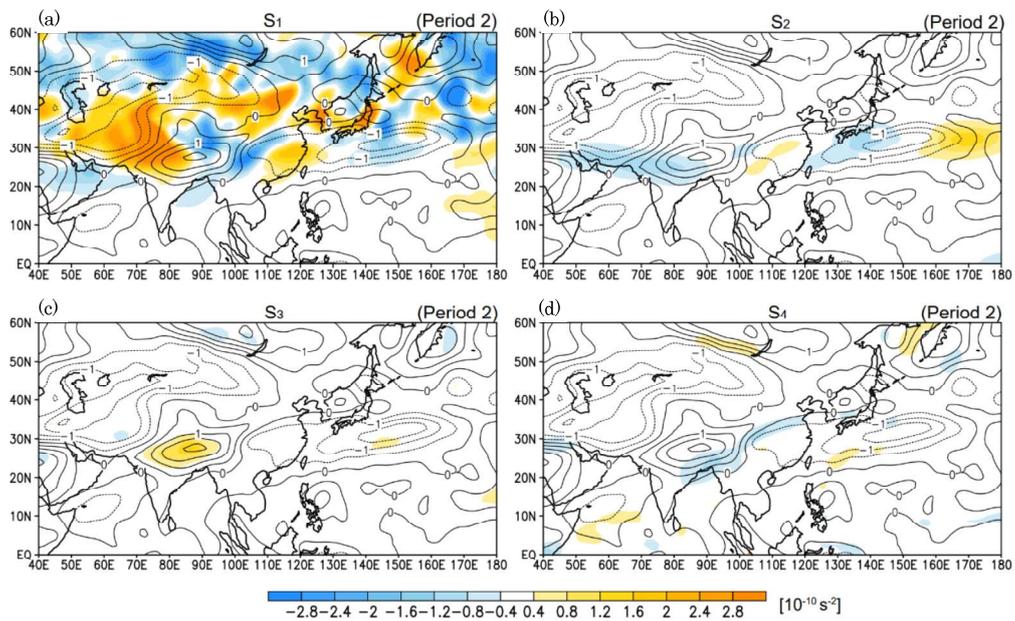


図6 図5と同じ。ただし、Period 2。

では対流活動は強化されていない。このようなマッデン・ジュリアン振動的な季節内での対流偏差の東進は経度-時間断面図(図3)でも確認できる。

### 3.2 2020/21年冬の渦度収支解析

気候値に見られる強い西風ジェットとこれに伴う南北渦度勾配は、西部北太平洋域で重要な特徴の一つである(図4a)。また、チベット高原南部では、対

流圏上層の風の強い収束がある(図4b)。こうした気候学的な背景場は渦度生成に重要な役割を果たす。

図5, 6に渦度収支解析の結果を示す。ここではPeriod 1, 2共に、南側の高気圧性循環偏差に着目する。SAJパターンが発現したPeriod 1では、チベット高原南部の高気圧性偏差の西側で $S_1$ (図5a)と $S_2$ (図5b)による負(=高気圧性)の渦度傾向が確認でき、回転項とバランスする。また、 $S_3$ (図5c)によって高気圧性渦度偏差の中心で負の渦度が生成されており、これは背景場の強い収束(図4b)によるものである。気候学的に、チベット高原南部から中国南部にSAJパターンの南西側の偏差が固定されることに寄与している可能性がある。

WP-likeパターンが発現したPeriod 2では日本の南の高気圧性渦度偏差に着目する。高気圧性渦度偏差の上流側に $S_1$ (図6a)と $S_2$ (図6b)による負の渦度傾向が分布しており、回転風による渦度移流と釣り合う。Period 1と2の間で、熱帯の対流活動偏差の位置がシフトし、発散収束の位置や発散風の経路が変

わったために異なる渦度バランスを満たす偏差場が形成されたと考えられる。

### 3.3 LBMを用いた熱源応答実験

位置が異なる熱源に対する大気の応答を調べるために、LBMを用いて熱源の位置が異なる2つの熱源応答実験を行った。熱源の中心位置は南シナ海(8°N, 110°E)とフィリピン海(10°N, 135°E)であり、それぞれPeriod 1とPeriod 2のOLR偏差の極大値(図2)に対応する。図7中の紫実線で示す様に、与えた熱源の形状は楕円で、熱源の水平ピークは楕円の中心、鉛直のピークは $\sigma = 0.45$ にある。モデルに与えた背景場はJRA-55のDJF平均した気候値とした。応答がほぼ定常となった15日目の応答を示す。

250 hPa ジオポテンシャル高度の応答結果を図7に示す。南シナ海の熱源に対する応答では、熱源の北西側に高気圧偏差が形成され、同時に日本上空は低気圧偏差になっており、多少の位置のずれはあるが、SAJパターンを概ね再現する。一方、フィリピン海の熱源に対する応答では、熱源の北から北東側に高気圧偏差が形成されており、WP-likeパターンの南側の高気圧偏差に対応する。ただし、北側の低気圧偏差は再現されず、完全なWP(-like)パターンの励起には熱帯の非断熱源以外の寄与を考慮する必要がある。

## 4. まとめと考察

本研究では、2020/21年の冬の前半と後半で東アジアの気温偏差が負から正へと転じた要因について、熱帯対流活動の観点から調査した。低温であった冬前半はインド洋東部から南シナ海を中心に熱帯の対流活動が活発であった。これに対する熱源応答としてチベット高原南部から中国南部に高気圧偏差が形成され、定常ロスビー波の伝播によって北日本上空に低気圧偏差が生じた。冬後半には、活発な対流活動の中心はフィリピン海へと移動し、高気圧偏差は日本の南へと位置を変えた。この結果、寒気流れが変化し、東アジアは暖くなった。LBMを用いて南シナ海のみとフィリピン海のみ非断熱源を与えた結果、

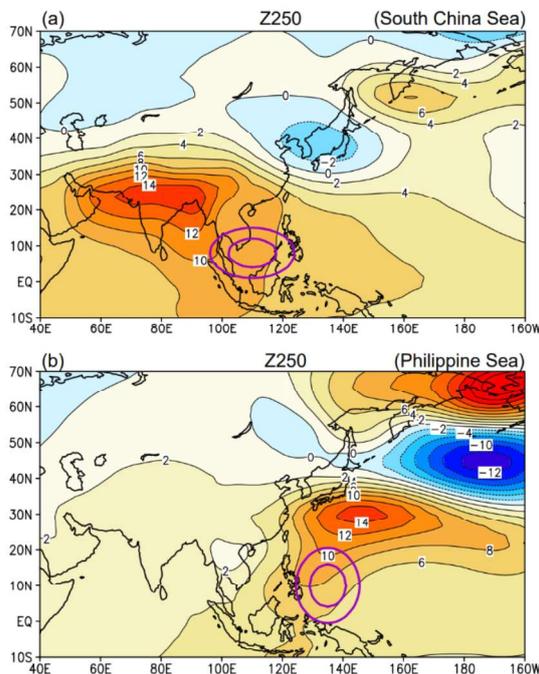


図7 LBMによる熱源応答実験の結果。(a)南シナ海と(b)フィリピン海の熱源(紫実線)に対する250 hPaのジオポテンシャル高度(m)の応答を示す。

それぞれ冬前半と後半に対応する循環応答が得られた。また、渦度収支解析から、チベット高原南部から中国南部に生じる循環偏差には、発散風による渦度移流に加えて、気候学的な風の収束によるストレッチング効果が効いていることが示唆された。

最近では、SAJ 的偏差と WP 的偏差が結合したようなパターンも指摘されており (Shiozaki et al. 2021; Sekizawa et al. 2021)、これら 2 つの偏差パターンの関係について、励起・維持メカニズムに着目した詳細な解析が待たれる。

### 参考文献

- Abdillah, M. R., Y. Kanno, and T. Iwasaki, 2017: Tropical-extratropical interactions associated with East Asian cold air outbreaks. Part I: Interannual variability, *J. Climate*, **30**, 2989–3007.
- Hoell, A., and C. Funk, 2013: The ENSO-related west Pacific sea surface temperature gradient, *J. Climate*, **26**, 9545–9562.
- Hong, C. C., and T. Li, 2009: The extreme cold anomaly over Southeast Asia in February 2008: roles of ISO and ENSO. *J. Climate*, **22**, 3786–3801.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813–829.
- 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.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, 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.
- Koide, H., and K. Kodera, 1999: A SVD analysis between the winter NH 500-hPa height and surface temperature fields. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 47–61.
- Kuramochi, M., H. Ueda, C. Kobayashi, Y. Kamae, and K. Takaya, 2021: Anomalous warm winter 2019/2020 over East Asia associated with trans-basin Indo-Pacific connections. *SOLA*, **17B**, 9–13.
- Liebmann B., and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, **20**, 5473–5496.
- 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**, 1228–1251.
- Sekizawa, S., H. Nakamura, and Y. Kosaka, 2021: Remote influence of the interannual variability of the Australian summer monsoon on wintertime climate in East Asia and the western North Pacific, *J. Climate*, **34**, 9551–9570.
- Shiozaki, M., T. Enomoto, and K. Takaya, 2021: Disparate midlatitude responses to the eastern Pacific El Niño. *J. Climate*, **34**, 773–786.
- 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, K., and H. Nakamura, 2005a: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423–4440.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2005b: Geographical dependence of upper-level blocking formation associated with intraseasonal amplification of the Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4441–4449.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2013: Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the Planetary waves. *J. Climate*, **26**, 9445–9461.
- Tanaka, S., K. Nishii, and H. Nakamura, 2016: Vertical structure and energetics of the western Pacific teleconnection pattern. *J. Climate*, **29**, 6597–6616.
- Trenberth, K. E., 1997: The Definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771–2777.
- Ueda, H., A. Kibe, M. Saitoh, and T. Inoue, 2015: Snowfall variations in Japan and its linkage with tropical forcing. *Int. J. Climatol.*, **35**, 991–998.
- 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.
- 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.
- 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, doi:10.1029/2009JD012502.