

エルニーニョ発生時における WP パターンの励起メカニズムとインド洋の寄与

塩崎 公大 (九州大学応用力学研究所)

時長 宏樹 (九州大学応用力学研究所)

森 正人 (九州大学応用力学研究所)

1 はじめに

エルニーニョは、熱帯における海面水温 (sea surface temperature, SST) の変化に伴う対流活動の変調を通して、熱帯だけでなく中緯度の多くの地域で異常気象をもたらす。冬季東アジアでは、エルニーニョ発生時には暖冬になることが気象庁の統計や先行研究 (Halpert and Ropelewski 1992) で指摘されている。エルニーニョ発生時における東アジアの暖冬には、西太平洋の対流不活発によって生じる松野-Gill 応答 (Matsuno 1966, Gill 1980) に伴う南風偏差が寄与していることが指摘されている (Wang et al. 2000)。この西太平洋の循環偏差は西太平洋における SST 負偏差だけを与えた数値実験では振幅が小さく、東太平洋の SST 正偏差も同時に与えると再現されるが、この時インド洋の SST は考慮されなかった。一方で、この西太平洋の循環偏差の発達および維持には西太平洋の SST 負偏差とインド洋の SST 正偏差によるインド洋のウォーカー循環の変調が重要だと指摘されている (Watanabe and Jin 2002)。

エルニーニョ発生時におけるインド洋では、対流圏下層で東風偏差が卓越する。Ohba and Ueda (2005) はこの東風偏差が夏から卓越するとインド洋ダイポール (IOD) モードが発生しその後海盆昇温に至るが、秋から卓越すると IOD が発生しないことを示した。このような SST の発達には、特に東インド洋における東風偏差の卓越が重要である。東インド洋における東風偏差の卓越はスマトラ島南東沖でエクマン沈降を生じさせる正の風応力偏差のカールを作る。このエクマン沈降に伴う温度躍層の深まりは海洋ロスビー波によって西に伝播し、IOD を発生させる (Xie et al. 2002, Tokinaga and Tanimoto 2004)。

東アジアにおける冬季気候はエルニーニョ発生時には暖くなる傾向があるが、全ての事例で当てはまるわけではなく寒冬をもたらすものもある。Shiozaki et al. (2021) はこの点に着目し、再解析データによるコンポジット解析を行った。その結果、暖冬では Western Pacific (WP) パターン、寒冬では Pacific-North American (PNA) パターン (Wallace

and Gutzler 1981) が支配的であることを明らかにした。熱帯域の対流活動の変調に伴う発散風偏差は、絶対高度の勾配が大きい領域でロスビー波源偏差を励起する (Sardeshmukh and Hoskins 1988)。したがって、これらの先行研究は、西太平洋とインド洋の SST 偏差に伴う対流活動の変調が、異なるテレコネクションパターンを励起する重要な役割を担っていることを示唆するものであった。しかし、これまでの研究では事例数が限られた観測データを解析していたため、エルニーニョ発生時の大気の影響から、中緯度大気の内変動の影響を取り除くことはできなかった。そこで本研究は熱帯からの遠隔強制に注目するため、観測の SST データで強制した大気大循環モデルによる大規模アンサンブル実験を用いた解析を行う。

2 データと解析手法

本研究では地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース (d4PDF) における全球過去実験データ (Mizuta et al. 2017) における月平均データを使用する。データ期間は 1951 年から 2011 年、水平解像度は 60km、アンサンブル数は 100 メンバでそれぞれ異なる初期値から計算されている。ENSO の定義は December-January-February (DJF) 平均した NINO.3 (5°S–5°N, 150°W–90°W) における SST が 1 標準偏差を超えた事例とする。エルニーニョ発生時における暖冬事例および寒冬事例は DJF 平均した極東域 (25°N–40°N, 100°E–140°E) における 850 hPa 面の気温が 1 標準偏差を超えた事例とする。ここで、本研究の解析に使用した極東域の領域は東アジアモンスーンの活動度の変化を捉えられることから、先行研究でも極東域と指定された領域である (Takaya and Nakamura 2013, Shiozaki et al. 2021, Shiozaki and Enomoto 2021)。抽出された暖冬事例および寒冬事例の分類ごとに合成図解析を行う。ここで気候値および偏差はそれぞれ全期間の DJF 平均および温暖化トレンドからのずれとする。また、統計的有意性の検定にはウェルチの検定を用いる。

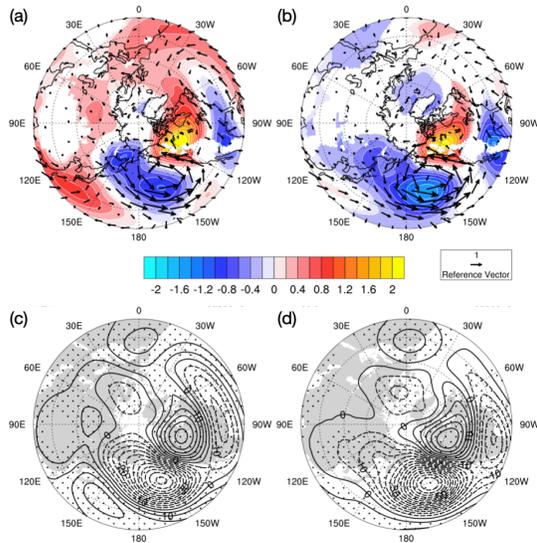


図 1: (a, b) は 850 hPa 面における気温偏差 (シェード、K) および風偏差 (矢印、 ms^{-1})、(c, d) は 500 hPa 面における高度偏差 (コンター、m、10m 間隔) の合成図を示す。ハッチと矢印は 99% の統計的有意性を表す。(a, c) および (b, d) はそれぞれ暖冬事例、寒冬事例を示す。

熱帯における対流活動の変化に伴う対流圏上層の発散による中緯度の過度生成は Sardeshmukh and Hoskins (1988) に基づいて解析する。ロスビー波源偏差 S' は次の通りである。

$$S' = -\nabla \cdot (\mathbf{v}'_x \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}_x \zeta') \quad (1)$$

ここで、 \mathbf{v}'_x は発散風、 ζ は絶対渦度、上線およびプライムはそれぞれ平均および摂動成分である。

3 結果

この節では、エルニーニョ事例の分類結果および暖冬事例と寒冬事例の合成図を用いて、それぞれの中緯度大気の応答、熱帯 SST と対流活動の変調およびそれに伴う中緯度におけるロスビー波源の励起を示す。

3.1 分類結果とテレコネクションパターン

1951 年から 2011 年に発生したエルニーニョは全部で 17 事例で、そのうちアンサンブル平均で暖冬と分類された事例は 8 事例 (1952 年, 1958 年, 1966 年,

1969 年, 1988 年, 1998 年, 2007 年, および 2010 年)、寒冬と分類された事例は 5 事例 (1970 年, 1977 年, 1983 年, 1987 年, および 1992 年) である。

次にエルニーニョ発生時における東アジアの天候と卓越するテレコネクションパターンを調査するため、この分類結果に基づいて合成図を取る。暖冬事例における対流圏下層の気温偏差では、日本の南 (25°N , 135°E 付近) を中心にして正偏差が分布している (図 1a)。500-hPa 面の高度偏差を見ると、WP パターンと PNA パターンが卓越している (図 1c)。WP パターンの南側の中心は 35°N , 135°E 付近であることから、日本の南の気温正偏差は WP パターンによる暖気移流として解釈できる。

寒冬事例では、WP パターンは現れない一方で、PNA パターンが支配的である (図 1d)。強化されたアリューシャン低気圧が西に伸びており、冬季東アジアモンスーンを強化している (図 1b)。それに伴い寒気移流も強化されている。

3.2 熱帯における SST とウォーカー循環の変調

先行研究から暖冬事例と寒冬事例には、西太平洋から中央太平洋における SST 偏差の東西勾配の違いがあることや IOD の有無が指摘されている。また、SST 偏差の発達過程にも違いがある可能性がある。

暖冬事例における発達期の夏 (JJA) では、熱帯太平洋東部における SST 正偏差の振幅が大きくなり、太平洋におけるウォーカー循環の弱化 (対流圏下層の西風偏差) が明瞭である (図 2a)。最盛期の秋 (SON) では、熱帯太平洋東部の SST 正偏差がピークを迎えている (図 2b)。インド洋では、正の IOD が発生しており、対流圏下層インド洋の東風偏差が卓越している。これはインド洋におけるウォーカー循環が弱化していることを示しており、西太平洋における対流活動が抑制されている。冬 (DJF) では、ウォーカー循環の弱化が持続しており、インド洋では海盆昇温 (IOBW) が発生している (図 2c)。これらの特徴は先行研究で指摘された特徴とよく似ている。したがって、暖冬事例では熱帯太平洋東部の SST 正偏差の発達が夏から顕著であるため、インド洋にも影響を及ぼしていると考えられる。

一方、寒冬事例における夏では、熱帯太平洋東部の SST 正偏差が現れるものの、暖冬事例と比較すれば振幅が小さい (図 3a)。秋では、西太平洋における SST 負偏差も明瞭になり、太平洋におけるウォー

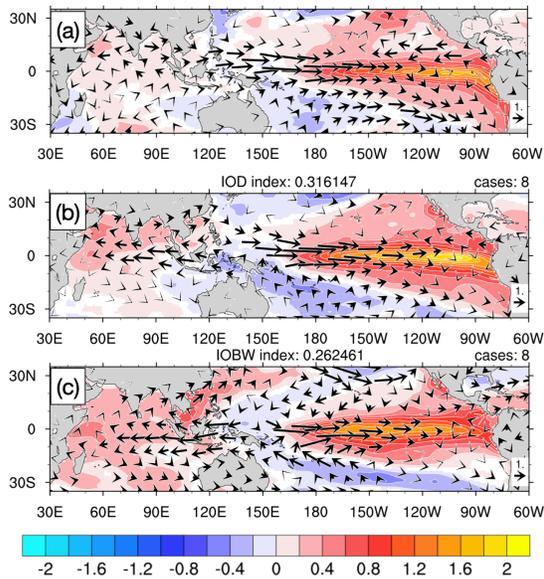


図 2: 暖冬事例における SST 偏差 (シェード、K) と 850 hPa 面における風偏差 (矢印、 ms^{-1}) を示す。プロットされた偏差は 99% の統計的有意性を示す。(a)、(b)、(c) はそれぞれ JJA 平均、SON 平均、DJF 平均を示す。ハッチは 99% の統計的有意性を持つ SST 偏差を示す。

カー循環の弱화가顕著になる (図 3b)。インド洋では、西インド洋の SST 正偏差の振幅が小さく、東インド洋の SST 負偏差の振幅が大きい。この分布によって IOD インデックスは暖冬事例とほとんど変わらないが、インド洋におけるウォーカー循環はあまり弱化的ない。冬では、熱帯太平洋東部の SST 偏差がピークを迎え、西太平洋における SST 負偏差の振幅も大きい (図 3c)。しかし、インド洋では海盆昇温の傾向は見られず、南インド洋中央部でのみ昇温している。この冬の特徴は観測から得られた結果と西太平洋の SST 負偏差の振幅が暖冬事例より大きいという点で異なっている。したがって、寒冬事例では熱帯太平洋東部の SST 正偏差の発達に暖冬事例ほど早くないため、インド洋にはあまり影響が及ばないと考えられる。

3.3 熱帯における対流活動と中緯度における渦度生成源

先行研究から熱帯の対流活動の変調は中緯度にロスビー波源を励起し、その波源と釣り合うようにテ

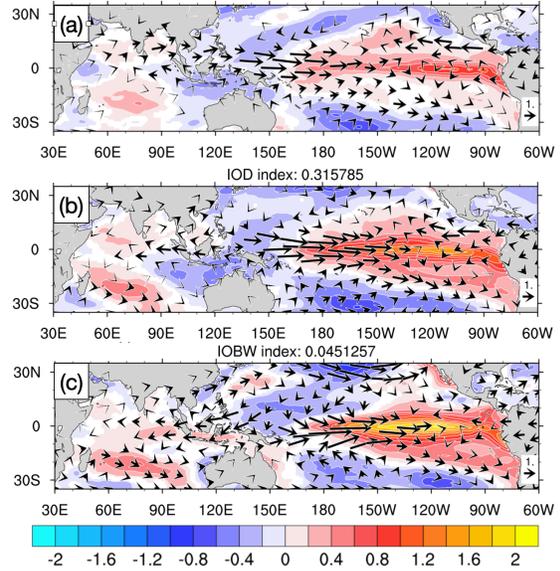


図 3: 図 2 と同様。ただし、寒冬事例を示す。

レコネクションパターンが位置していることが分かってきた。このセクションでは、前セクションで見られたテレコネクションパターンが熱帯からの外部強制として生じているのか確認するため、熱帯における対流活動の変調とロスビー波源の解析を行う。

暖冬事例では、西太平洋 (5°N , 130°E) を中心に対流不活発に対応する対流圏上層の収束が顕著である。この対流不活発はウォーカー循環の弱화에一致しており、西インド洋の発散が西太平洋で収束している。この対流不活発に伴って、西太平洋の局所ハドレー循環の弱화가生じており、東アジアでは発散域となっている。この発散は負のロスビー波源偏差を励起し、このロスビー波源偏差が WP パターンの南側の高度正偏差に対応している。したがって、西太平洋における対流圏上層の収束と局所ハドレー循環の弱화는 WP パターンを励起することを示している。一方、中央太平洋 (0°N , 180°E) 付近を中心とする発散は降水量正偏差の位置と整合的で、アリューシャン低気圧の強化 (PNA パターン) に対応するロスビー波源正偏差を励起している。

一方、寒冬事例では、西太平洋 (10°N , 130°E) 中心に対流不活発に対応する対流圏上層の収束域がある。しかしながら、西太平洋における局所ハドレー循環の弱化は不明瞭である。そのため、東アジアにおける発散域がなく、WP パターンが存在しないことに矛盾しない。それに対し中央太平洋 (0°N , 170°W)

付近では、暖冬事例よりも東寄りに発散域が見られる。これは熱帯太平洋東部における SST 正偏差の分布に対応して降水量正偏差分布の中心が 150°W であることと整合的である (図略)。したがって、日付変更線付近における対流圏上層の発散と局所ハドレー循環の強化は PNA パターンを励起することを示している。

4 まとめ

本研究は、エルニーニョ発生時における東アジアへの影響とその大気応答の形成メカニズムについて、大気海洋相互作用の観点から d4PDF を用いて解析した。

熱帯 SST に注目すると、暖冬事例ではインド洋西部の海面水温の正偏差の振幅が大きい IOD が発生し、次の冬には IOBW が発生する。このような SST 偏差分布に伴って、インド洋でもウォーカー循環の弱体化が明瞭となる。この西太平洋における対流不活発は対流圏下層で Wang et al. (2000) が指摘したフィリピン海の SLP 正偏差を、対流圏上層では局所ハドレー循環の弱体化を同時にもたらす (図略)。この局所ハドレー循環の弱体化は東アジアでロスビー波源偏差を励起し、WP パターンの発達に寄与する。

一方、寒冬事例ではインド洋の SST 偏差の振幅が小さく、インド洋におけるウォーカー循環は暖冬事例ほど弱くならない。これに伴って WP パターンは現れない。したがって、我々は WP パターンと熱帯の SST および循環偏差に次のようなフィードバックを提唱する。

1. 太平洋-インド洋間における海盆間相互作用により IOD が発生し、その後 IOBW が生じる。
2. IOD と IOBW がインド洋のハドレー循環を弱める。
3. Matsuno-Gill 応答が明瞭に発達し、それに伴う南風偏差は冬季東アジアモンスーン (20°N, 120°E 付近) を弱め、東アジアの対流を強化する。
4. 東アジアの対流活発化に伴う対流圏上層の発散は、WP パターンに対応するロスビー波源を励起する。
5. WP パターンは冬季東アジアモンスーンをより弱め、東アジアに暖冬をもたらす。

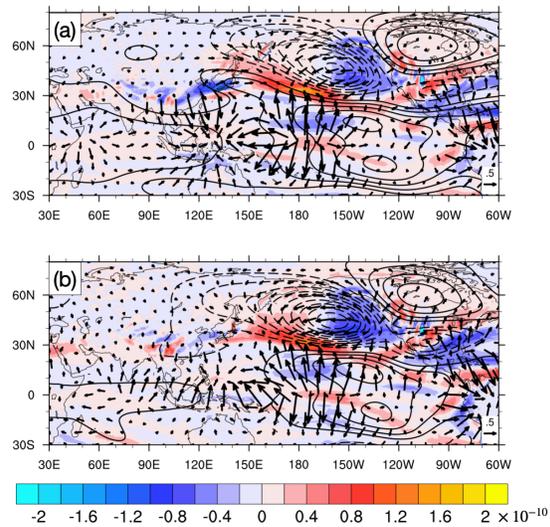


図 4: 暖冬事例 (a)、寒冬事例 (b) における 250 hPa 面のロスビー波源偏差 (シェード、 $\times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)、発散風偏差 (矢印、 ms^{-1})、高度偏差 (コンター、m、10m 間隔) を示す。

6. 東アジアの発散と西太平洋の収束の組合せは、局所ハドレー循環の弱体化をもたらす、西太平洋の対流不活発に対応する。

したがって、Wang et al. (2000) が指摘したフィリピン海の SLP 正偏差よりも、WP パターンの励起がエルニーニョの暖冬に重要であることが示唆される。

謝辞

本研究では、文部科学省による複数の学術研究プログラム (「創生」、「統合」、SI-CAT、DIAS) 間連携および地球シミュレーターにより作成された d4PDF を使用した。

参考文献

- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **106**, 447-462.
- Halpert, M. S. and C. F. Ropelewski, 1992: Surface Temperature Patterns Associated with the Southern Oscillation. *J. Climate.*, **5**, 577-593.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **44**, 25-43.

- Mizuta, R., A. Murata, M. Ishii, H. Shiogama, K. Hibino, N. Mori, O. Arakawa, Y. Imada, K. Yoshida, T. Aoyagi, H. Kawase, M. Mori, Y. Okada, T. Shimura, T. Nagatomo, M. Ikeda, H. Endo, M. Nosaka, M. Arai, C. Takahashi, K. Tanaka, T. Takemi, Y. Tachikawa, K. Temur, Y. Kamae, M. Watanabe, H. Sasaki, A. Kitoh, I. Takayabu, E. Nakakita, and M. Kimoto, 2017: Over 5,000 Years of Ensemble Future Climate Simulations by 60-km Global and 20-km Regional Atmospheric Models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**, 1383–1398.
- Ohba, M. and H. Ueda, 2005: Basin-wide Warming in the Equatorial Indian Ocean Associated with El Niño. *SOLA*, **1**, 89–92.
- 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.
- Shiozaki, M. and T. Enomoto, 2021: Two Types of Mid-Latitudes Responses during La Niña. *Sola*, **17**, 103–108.
- 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, 2013: Interannual Variability of the East Asian Winter Monsoon and Related Modulations of the Planetary Waves. *J. Climate.*, **26**, 9445–9461.
- Tokinaga, H. and Y. Tanimoto, 2004: Seasonal Transition of SST Anomalies in the Tropical Indian Ocean during El Niño and Indian Ocean Dipole Years. *気象集誌. 第2輯*, **82**, 1007–1018.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnection 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 F.-f. Jin, 2002: Role of Indian Ocean warming in the development of Philippine Sea anticyclone during ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 116–1–116–4.
- Xie, S.-P., H. Annamalai, F. A. Schott, and J. P. McCreary, 2002: Structure and Mechanisms of South Indian Ocean Climate Variability. *Journal of Climate*, **15**, 864–878.