

ENSO 発生時における 2 種類の冬季遠隔影響 — d4PDF を用いた評価 —

塩崎 公大 (九州大学応用力学研究所)
榎本 剛 (京都大学防災研究所/JAMSTEC APL)
高谷 康太郎 (京都産業大学 理学部)
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/南方振動 (エルニーニョ/Southern Oscillation, ENSO) は太平洋赤道域における顕著な海面水温 (Sea Surface Temperature, SST) の変動で定義される大気海洋相互作用現象であり、その影響は太平洋に留まらずインド洋および大西洋における SST や中高緯度大気にまで及ぶ。東太平洋赤道域における SST が高温 (低温) 傾向を示すエルニーニョ (ラニーニャ) 発生時には、日本付近は暖冬 (寒冬) となる傾向があることが知られている (Halpert and Ropelewski, 1992; Wang et al. 2000)。しかしながら気象庁の統計では、全ての事例がこの傾向に当てはまるわけではなく、エルニーニョ事例のおおよそ 20% は東日本から沖縄・奄美で寒冬となっている。Shiozaki et al. (2021) は全てのエルニーニョ事例で極東域が暖冬になるわけではない点に注目し、長期再解析データを用いて合成図解析を行なった。暖冬事例の合成図では、西太平洋の対流不活発が顕著であり、それに伴う局所ハドレー循環の弱体化が Western Pacific (WP) パターンに対応するロスビー波源 (Sardeshmukh and Hoskins, 1988) を励起していることが分かった。寒冬事例における合成図ではこの傾向が不明瞭である一方、東太平洋の対流活発に伴う局所ハドレー循環の強化は明瞭であり Pacific-North American (PNA) パターンに対応するロスビー波源を励起している。

これらの対流活動の違いには、インド洋および西太平洋における SST 偏差が重要な役割を果たしている。Watanabe and Jin (2002) はインド洋の SST 偏差がウォーカー循環を通して西太平洋における対流不活発に寄与していることを明らかにした。エルニーニョ発生時におけるウォーカー循環の弱体化は対流圏下層インド洋では東風偏差としてみられる。この東風偏差が夏から卓越するとインド洋ダイポールモード (Indian Ocean Dipole, IOD) が発生し海盆昇温に至るが、秋から卓越すると海盆昇温のみが生じる (Ohba and Ueda, 2005)。IOD が発生するとウォー

カー循環がより弱体化し、それに伴って西太平洋における対流活動を弱めることから、エルニーニョ発生時における極東域の暖冬傾向および WP パターンの卓越にはインド洋における SST 偏差も重要であることが分かってきた。一方で、Sekizawa et al. (2021) は熱帯 SST 変動とは結びつきが弱い夏季オーストラリアモンスーンの変調が WP パターンを励起することを示した。

ラニーニャ発生時に関しては、エルニーニョ同様、寒冬事例では WP パターンのような南北双極子が卓越し、暖冬事例では PNA パターンが卓越していることが指摘されている (Shiozaki and Enomoto, 2021)。ENSO 発生時のインド洋および西太平洋における SST 偏差の振幅と対流活動の変調がテレコネクションパターンの励起に重要な役割を果たしていることが示唆される一方で、再解析データでは統計解析に必要な ENSO の事例数の確保が難しいという問題点があった。そこで本研究では、これまでの研究の評価を行うために大規模アンサンブルデータを用いて解析を行う。

2 データと解析手法

この章では本研究で使用したデータセットと解析方法を示す。ラニーニャについても同様の解析を行っているが省略する。

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) を使用した。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した。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した。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 1981 年から 2010 年の DJF 平均および気候値からのずれとした。また、統計的有意性の検定にはウェルチの検定を用いた。

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渦度生成は Sardshumukh 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、上線およびブライムはそれぞれ平均および摂動成分である。

3 結果

この章では、初めに NINO.3 における SST と冬季極東域の寒暖との関係を確認する。次に暖冬事例および寒冬事例の合成図から中緯度大気の応答、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。ラニーニャ発生時の極東域における寒冬事例および暖冬事例に関しては図を省略するが、ラニーニャ発生時における寒冬事例および暖冬事例はエルニーニョ発生時の暖冬事例および寒冬事例に対しておおよそ逆シグナルを示した。

3.1 NINO.3 における SST と冬季極東域の寒暖との関係

図 1 は NINO.3 における SST と 850 hPa 面における気温との相関関係を示す。相関係数は極東域において大陸上では負であるが、太平洋上では正となっている。

次に NINO.3 における SST 偏差と 850 hPa 面における冬季極東域の気温偏差との関係を図 2 に示す。図 2 における赤枠に属する暖冬事例のサンプル数は 94、青枠に属する寒冬事例のサンプル数は 100 である。サンプルの内訳は表 1 の通りである。図 2 および表 1 から必ずしも顕著なエルニーニョが極東域に強

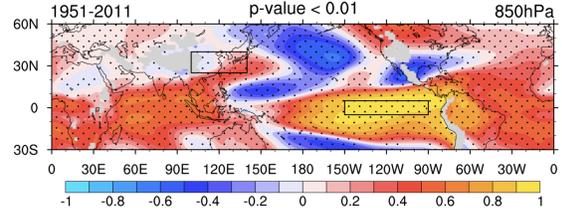


図 1: 1951 年以降における NINO.3 における SST ($^{\circ}\text{C}$) と 850 hPa 面における気温 (K) との相関関係を示す。四角で囲った領域は西側から、本研究で使用した極東域の領域、NINO.3 の海域である。ハッチは p 値が 0.01 未満の領域を示す。

い影響を及ぼす訳ではないということが示唆される。

表 1: 抽出されたエルニーニョ事例

エルニーニョ年	サンプル数	
	暖冬事例	寒冬事例
1958	14	10
1966	5	3
1970	0	1
1973	6	21
1983	1	26
1987	2	16
1988	1	0
1992	9	17
1998	34	1
2003	1	2
2007	1	0
2010	20	3

3.2 気温偏差とテレコネクションパターン

図 3 は 500 hPa 面における高度偏差および 850 hPa 面における気温偏差の合成図を示す。暖冬事例 (図 3a および c) を見ると、WP パターンが卓越し、対流圏下層極東域では南風偏差が卓越し暖冬傾向を示している。極東域における相関関係 (図 1) は大陸上では負であったが、気温偏差は大陸上でも統計的に

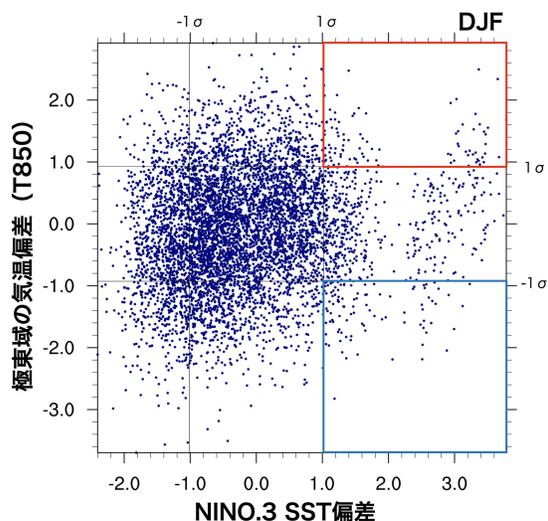


図 2: NINO.3 のインデックス (°C) と 850 hPa 面の極東域の気温偏差 (K) との関係を示す。1951 年以降の冬を 100 メンバ全てプロットし、赤枠内がエルニーニョ発生時の暖冬事例、青枠がエルニーニョ発生時の寒冬事例を示す。

有意な正偏差となっている。一方で北東太平洋から北米に注目すると、PNA パターンの作用中心からずれているものの、よく似た波列が卓越している。この波列は Tropical-Northern Hemisphere (TNH) パターン (Mo and Livezey, 1986) である可能性がある。

寒冬事例 (図 3b および d) を見ると、EU パターンのような波列 (以降、EU-like パターン) が卓越し、対流圏下層極東域では大陸から太平洋に向かう風偏差が卓越し寒冬傾向を示している。Shiozaki et al. (2021) における寒冬事例の気温偏差では、極東域は寒冬傾向を示しているものの統計的有意性は得られていなかった。しかしながら、本研究ではサンプル数が増加したことにより統計的有意性が得られた。さらに、暖冬事例と寒冬事例を比較すると、暖冬事例における正偏差の中心は東シナ海に位置しているが、寒冬事例における負偏差の中心は中国北東部である。これは極東域における相関関係 (図 1) が大陸上では負となり太平洋上では正となっていることに矛盾しない。

3.3 熱帯域における SST 偏差

再解析データを用いた解析では、暖冬事例および寒冬事例と比較すると、90%の統計的有意性を示す熱帯 SST 偏差がインド洋、西太平洋および中央太平

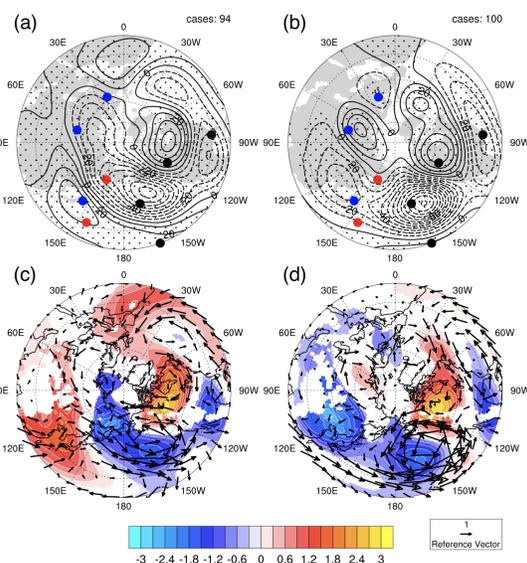


図 3: (a, b) は 500 hPa 面における高度偏差 (コンター、m、10m 間隔)、(c, d) は 850 hPa 面における気温偏差 (シェード、K) および風偏差 (矢印、 ms^{-1}) の合成図を示す。赤丸、青丸および黒丸は Wallace and Gutzler (1981) で定義された WP パターン、EU パターンおよび PNA パターンの作用中心を示す。ハッチと矢印は 99%の統計的有意性を表す。(a, c) および (b, d) はそれぞれ暖冬事例、寒冬事例を示す。

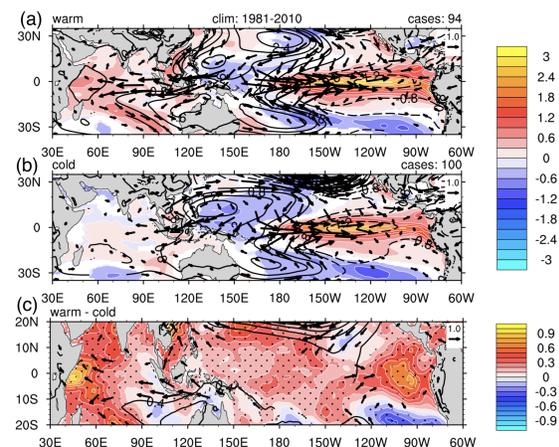


図 4: 暖冬事例 (a) および寒冬事例 (b) における SST 偏差 (シェード、K)、SLP 偏差 (コンター、hPa、0.4 hPa 間隔) および 850 hPa 面における風偏差 (矢印、 ms^{-1}) を示す。プロットされた偏差は 99%の統計的有意性を示す。(c) は差 (暖冬 (a) - 寒冬 (b)) を示しており、SLP 偏差のコンター間隔は 0.1 hPa。ハッチは 99%の統計的有意性を持つ SST 偏差を示す。

洋に見られた (Shiozaki et al., 2021)。そこで、本研究でも熱帯 SST 偏差分布に違いがあるか確認する。

図 4 は熱帯域における SST 偏差と水平循環偏差の合成図を示す。暖冬事例 (図 4a) ではインド洋における SST 正偏差の振幅が大きくウォーカー循環の弱化も明瞭である一方、寒冬事例 (図 4b) ではその傾向が見られない。このインド洋における特徴は Shiozaki et al. (2021) で指摘された特徴に類似している。しかしながら、Shiozaki et al. (2021) では西太平洋における SST 負偏差の振幅は暖冬事例の方が大きいことも指摘しているが、本研究では寒冬事例における西太平洋の SST 負偏差も明瞭である。

次に、図 4c は暖冬事例と寒冬事例間における SST および水平循環の差を示す。SST の差に注目すると、熱帯全体で正となっている。これは暖冬事例の方が解析期間後半の事例が多いことによる地球温暖化の影響であると考えられる (表 1)。その中で特に、SST の差が顕著な海域は西インド洋および東太平洋であり、これは暖冬事例におけるウォーカー循環の弱化が明瞭であることに矛盾しない。

3.4 熱帯における対流活動と中緯度における過度生成源

中緯度のテレコネクションパターンは熱帯の対流活動に関係していることが示されているため、降水量偏差およびロスビー波源偏差の解析を行う。

暖冬事例における降水量偏差 (図 5a) では、西インド洋の正偏差が明瞭である。この降水量正偏差はこの海域における SST 正偏差に対応すると考えられる。一方で寒冬事例 (図 5b) では中央インド洋で降水量正偏差が統計的有意性を示しているが、その振幅は小さい。これらの違いは差としても統計的有意性を示している (図 5c)。また、オーストラリア北部 (陸上) では統計的に有意な降水量偏差は見られないが、オーストラリア北岸沖 (海上) では統計的に有意な降水量偏差が分布している。暖冬事例では降水量負偏差であるが、寒冬事例では正偏差となっている。これらの違いは夏季オーストラリアモンスーンの変調が原因である考えると、暖冬事例における WP パターンの発生に矛盾はない (Sekizawa et al. 2021)。

対流圏上層の発散風偏差に注目すると、暖冬事例 (図 6a) では西太平洋の対流不活発に対応する対流圏上層の収束に伴って、局所ハドレー循環の弱化が WP パターンの南側の高度偏差に対応するロスビー

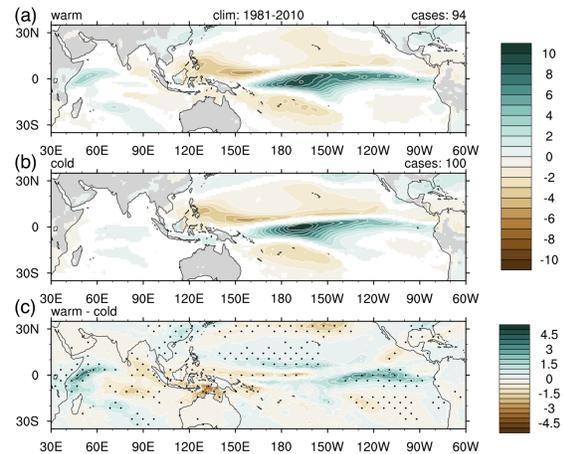


図 5: 暖冬事例 (a) および寒冬事例 (b) における降水量偏差 (シェード、 mm day^{-1}) を示す。(c) は差 (暖冬 (a) - 寒冬 (b)) を示す。プロットされた偏差は 99% の統計的有意性を持つ。

波源偏差を励起している。それに対して、寒冬事例 (図 6b) では西太平洋における対流活動は暖冬事例と比較して弱化の程度が小さく、局所ハドレー循環の変調も弱く WP パターンに対応するロスビー波源偏差が生じていない。

4 まとめ

本研究は大規模アンサンブルデータを用いて、ENSO 発生時における極東域の寒暖との関係を調査した。極東域の寒暖に対応するテレコネクションパターンとその形成メカニズムは先行研究によく似ている (Shiozaki et al., 2021; Shiozaki and Enomoto, 2021)。その一方で、サンプル数が大幅に増加したことにより、サンプル数が少なかった寒冬事例においても統計的有意性を得ることができた。

先行研究との違いとして、中緯度大気応答の違いに重要な役割を果たすことが示唆されていた西太平洋及び中央太平洋における SST 偏差には明瞭な違いが見られなかった (図 4)。しかしながら、インド洋における SST、特に西インド洋の SST に顕著な違いが見られた。西インド洋は地球温暖化に伴ってインド洋の中でも特に昇温する海域として知られているため (Cai et al., 2014)、今後の展望としてインド洋の SST の違いに基づいた AGCM 実験および d4PDF における 4°C 上昇実験データを用いて地球温暖化の影響評価を行う。

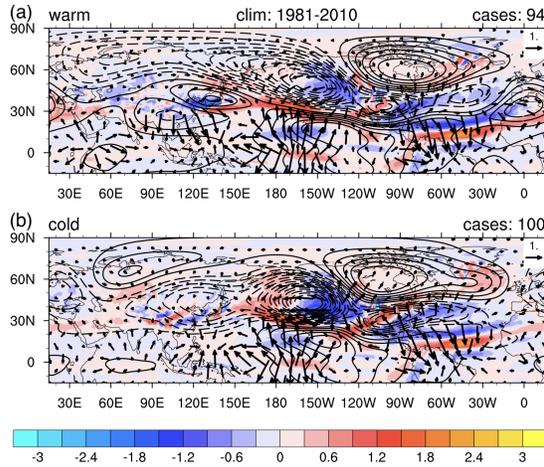


図 6: 暖冬事例 (a)、寒冬事例 (b) における 250 hPa 面のロスビー波源偏差 (シェード、 $\times 10^{-11} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)、発散風偏差 (矢印、 ms^{-1})、高度偏差 (コンター、m、10m 間隔) を示す。

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

- Cai, W., Santoso, A., Wang, G. et al. 2014: Increased frequency of extreme Indian Ocean Dipole events due to greenhouse warming. *Nature*, **510**, 254–258.
- Mizuta, R., and Coauthors, 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.
- Mo KC, and Livezey RE, 1986: Tropical-Extratropical Geopotential Height Teleconnections during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.* **114**, 2488–2515.
- Ohba, M., and H., Ueda, 2005: Basin-wide Warming in the Equatorial Indian Ocean Associated with El Niño. *SOLA*, **1**, 89–92.
- Ropelewski, C., F., and M., S., Halpert, 1978: Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 1606–1626.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988: The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **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., and T. Enomoto, 2020: Comparison of the 2015/16 ElNiño with the two previous strongest events. *SOLA*, **16**, 12–16.
- , —, and K. Takaya, 2021: Disparate midlatitude responses to the eastern Pacific El Niño. *J. Climate.*, **34**, 773–786.
- Takaya, K. and Nakamura, H., 2013: Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the planetary waves. *J. Climate*, **26**, 9445–9461.
- Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. 1981 : Teleconnection in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 784–812.
- Wang, B., Wu, R., and Fu, X., 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. *Geophysical Research Letters*, **29**, 116-1–116-4.