

El Niño 時における冬季極東域の寒暖に対応する中高緯度大気の応答

塩崎 公大 (京都大学大学院 理学研究科)
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)

1 はじめに

極東域の天候は東アジアモンスーンの影響を強く受ける。冬季東アジアモンスーンと対流圏上層の循環パターンとの関係がすでに指摘されており、極東域の天候が変化するときには2つの大循環パターンがある (Takaya and Nakamura, 2013)。それらは極東域上層に南北双極子構造を持った Western Pacific (WP)-like パターンとユーラシア大陸上層に波列を持った Eurasian (EU)-like パターンであるが、エル・ニーニョ/南方振動 (El Niño/ Southern Oscillation, 以下 ENSO) とそれらの2つの大循環パターンと ENSO との関係については詳しく言及されていない。

ENSO は大気と海洋の相互作用により引き起こされる現象で、東太平洋赤道域における海面水温 (Sea Surface Temperature, SST) の変動で定義される。その変動は北半球の夏から秋頃に発生し、冬にピークを迎え春頃に終息することが多い。ENSO の大気循環場への影響は世界各地で現れるが、ENSO には様々なパターンがあり、そのパターンごとに大気への影響が異なることが指摘されている。SST 偏差の特徴から分類したパターンでは、東太平洋赤道域に正の SST 偏差のピークを持つ Eastern Pacific (EP) 型 El Niño や、中央太平洋に正の SST 偏差のピークを持ち西太平洋赤道域と東太平洋赤道域に負の SST 偏差を持つ Central Pacific (CP) 型 El Niño (El Niño モドキ) が知られている。EP 型 El Niño では冬から春にかけて極東域は暖冬傾向にあるが、CP 型 El Niño では冬から春にかけて寒冬傾向にある (Yuan and Yang, 2012)。ENSO 時にはテレコネクションパターンが現れることが知られており、Wallace and Gutzler (1981) によるテレコネクションパターンから分類したパターンでは、El Niño 時に Pacific/North American (PNA) パターンが卓越するタイプと Western Pacific (WP) パターンが卓越するタイプが指摘されている (Kodera, 1998)。PNA タイプと WP タイプでは、中央太平洋の SST 偏差に差があり、WP タイプの方が約 0.6 K 高いという特徴が指摘された。

また、ENSO では東太平洋の顕著な SST 偏差からの影響に注目しがちであるが、西太平洋の SST 偏差が極東域における天候へ影響を及ぼすことが指摘されている (Wang et al., 2000)。El Niño 時の秋から春にかけてフィリピン海の SST 偏差は負となるが、海面気圧 (Sea Level Pressure, SLP) の偏差は正となる。この高気圧性の SLP 偏差に伴う極東域へ向かう南風成分を卓越させることで、極東域の天候に影響を及ぼす。

ENSO 時には PNA パターンや WP パターンがよく現れ、冬季極東域は EP 型 El Niño なら暖冬となる傾向がある。しかし、気象庁定義 (EP 型) でも寒

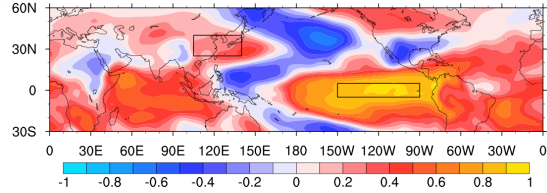


図 1: 1948 年以降の NINO.3 のインデックスと極東域の気温偏差 (K) との相関関係を示す。四角で囲った領域は西側から、本研究で使用した極東域の領域、NINO.3 の領域である。

冬事例がいくつか存在するにもかかわらず、その原因を調べた研究はあまりない。そこで、El Niño 時の暖冬事例と寒冬事例、La Niña 時の暖冬事例と寒冬事例に分類し解析することで、上記の傾向に当てはまる時とそうでない時の熱帯における SST 偏差分布と循環場の特徴を明らかにする。今回は El Niño のみ紹介する。

2 解析手法

本研究で用いたデータセットは Table.1 の通りである。まず、気象庁の ENSO の定義にしたがって、SST のデータから冬季 (DJF) に ENSO と判定される事例を抽出する。次に各データから温暖化トレンドを除去する。抽出されたそれぞれの事例について、極東域 (850hPa) における気温偏差を用いて暖冬事例、寒冬事例に分類する。ここで、本研究の解析に使用した極東域の領域 (25°–40°N, 100°–140°E) は NINO.3 インデックスと 850hPa 面における冬季の気温との相関係数 (図 1) を参考に設定した。こ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、Takaya and Nakamura (2013) でも極東域と指定された領域である。最後に全事例、暖冬事例および寒冬事例の分類ごとにコンポジット解析を行う。その際、それぞれの分類におけるコンポジットに対する統計的有意性の検定には t-検定を用いた。

また、暖冬事例と寒冬事例の間に統計的有意性を持つ差があるかに対しては、暖冬事例および寒冬事例それぞれの分散は未知であるため次の式 (ウェルチの検定) で格子点ごとに検定統計量 T を求めた。

$$T(\bar{x}_w, \bar{x}_c, s_w^2, s_c^2) = \frac{\bar{x}_w - \bar{x}_c}{\sqrt{\frac{s_w^2}{N_w} + \frac{s_c^2}{N_c}}}$$

Table 1: データセット

	データ (monthly)	格子間隔	期間
気温・高度 ・SLP・風	NCEP Reanalysis-1 (Kalnay et al., 1996)	2.5°×2.5°	1948~2017/18
SST	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) v5 (Huang et al., 2017)	2.0°×2.0°	1918~2017/18
加熱率	JRA-55 (Kobayashi et al., 2015)	1.25°×1.25°	1958~2017/18

ただし、 s_w^2, s_c^2 はそれぞれ

$$s_w^2 = \frac{\sum_i (x_{wi} - \bar{x}_w)^2}{N_w - 1}, \quad s_c^2 = \frac{\sum_i (x_{ci} - \bar{x}_c)^2}{N_c - 1}$$

である。ここで、添字 w, c はそれぞれ暖冬事例、寒冬事例を表し、 x はサンプル、上線は平均、 s^2 は分散、 N はサンプル数を示す。この検定統計量 $T(\bar{x}_w, \bar{x}_c, s_w^2, s_c^2)$ は自由度 m で t 分布に従う。 m は格子点ごとに次の通り導出され、最も近い整数値に近似される。

$$m = \frac{\left(\frac{s_w^2}{N_w} + \frac{s_c^2}{N_c} \right)^2}{\frac{s_w^4}{N_w^2(N_w - 1)} + \frac{s_c^4}{N_c^2(N_c - 1)}}$$

3 結果

NINO.3 インデックスと冬季極東域における気温偏差との関係を図 2 に示す。1948 年以降に発生した El Niño は 19 事例で、そのうち図 2 における第一象限に属する 12 事例が暖冬事例、図 2 における第四象限に属する 7 事例が寒冬事例である。暖冬事例は 51/52, 53/54, 57/58, 65/66, 68/69, 72/73, 86/87, 87/88, 91/92, 97/98, 02/03, 09/10 年、寒冬事例は 63/64, 69/70, 76/77, 79/80, 82/83, 14/15, 15/16 年である。必ずしも強い El Niño が極東域に強い影響を及ぼす訳ではないということがわかる。

全 El Niño 事例、暖冬事例、寒冬事例、それぞれのコンポジット解析では、以下の点に相違が見られた。

3.1 気温偏差と高度偏差

図 3 に 850hPa における気温偏差と 500hPa における高度偏差の結果を示す。全 El Niño 事例 (図 3(a), (d)) を見ると、極東域は南風偏差が卓越し暖冬傾向を示している。また、高度偏差を見ると PNA パターンが卓越しており、北西太平洋では南側が正偏差で北側に負偏差が位置している。

暖冬事例 (図 3(b), (e)) では、全 El Niño 事例と比較すると極東域のより広い範囲で暖冬傾向が見られる。高度偏差では、WP パターンが卓越している一方

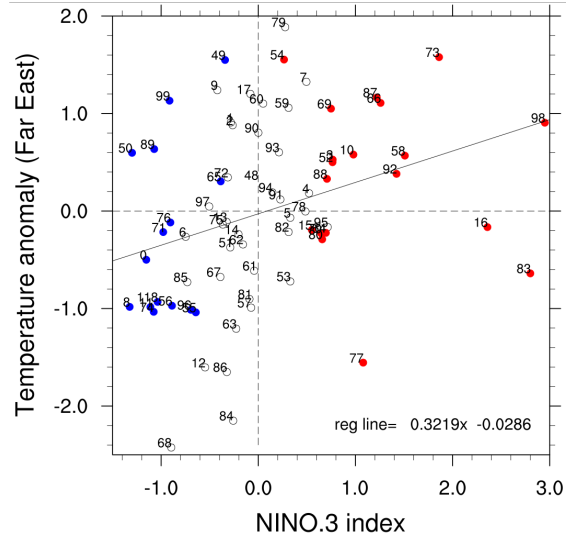


図 2: NINO.3 のインデックスと 850 hPa 面の極東域の気温偏差 (K) との関係を示す。1948 年以降の冬をプロットし、赤色が El Niño、青色が La Niña、白色が中立事例を示す。

で、PNA パターンは不明瞭である。これは、Takaya and Nakamura (2013) の暖冬、Kodera (1998) の WP タイプに一致する。寒冬事例 (図 3(c), (f)) では、極東域の気温偏差には統計的有意性は見られないが、 -0.5°C 程度の負偏差となっている。高度偏差に注目すると、極東域では明瞭な偏差パターンは見られず、PNA パターンが卓越している。

3.2 熱帯域における SST 偏差と SLP 偏差、及び加熱率偏差

図 4 に熱帯域における SST 偏差と SLP 偏差の結果、図 5 に JRA-55 による加熱率偏差の結果を示す。全 El Niño 事例 (図 4(a)) を見ると、フィリピン海における負の SST 偏差は統計的に有意である。また、フィリピン海における負の SST 偏差と海洋大陸における正の SST 偏差は気候値から考えると東西の SST 勾配を小さくするため、ウォーカー循環に伴う西太平洋上での対流活動が抑制され、加熱率偏差は負偏差となる (図 5 (a))。図 4 (a) で見られるフィリピン海上の高気圧偏差はこの加熱率偏差に対する Gill

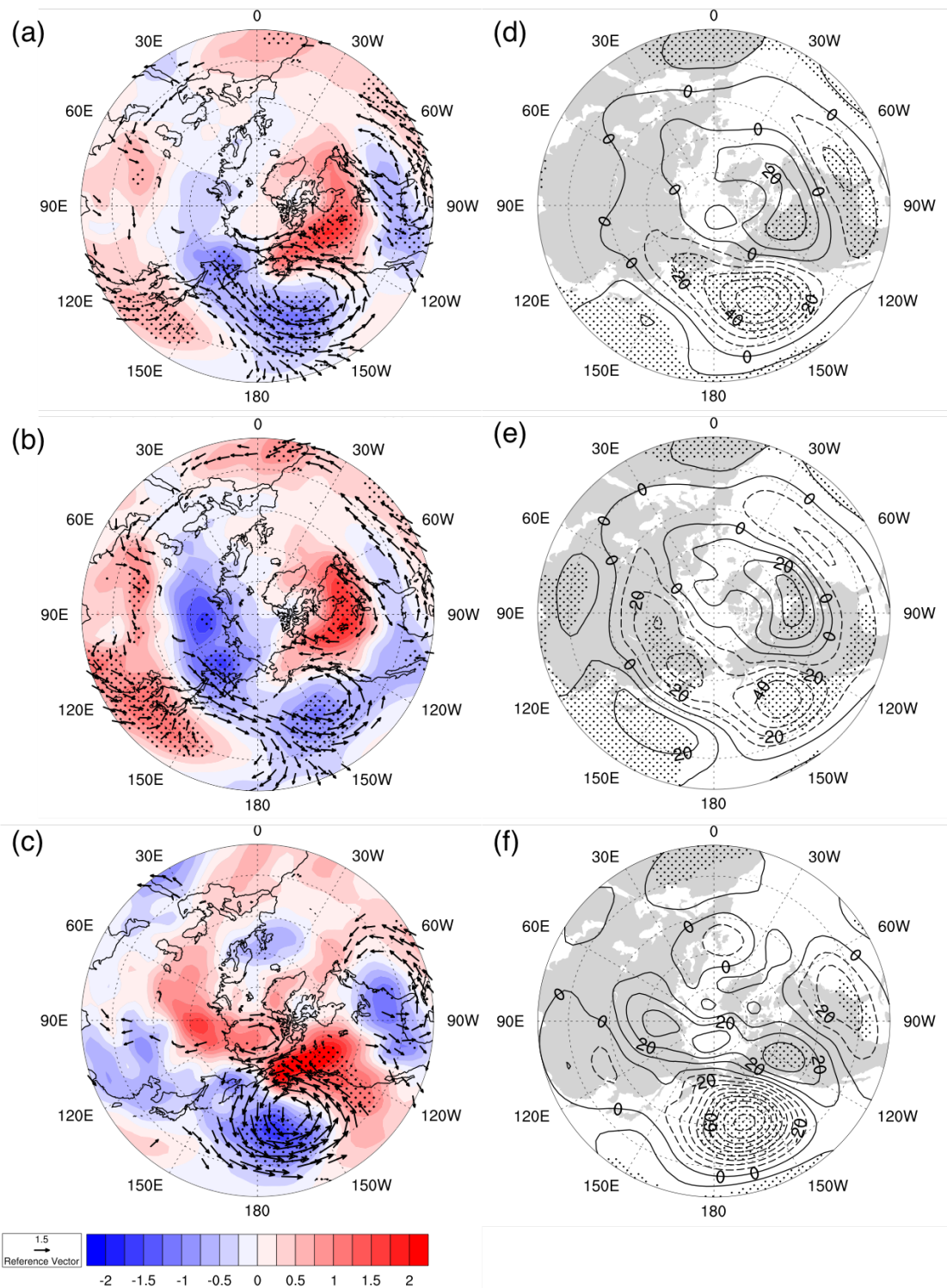


図 3: (a, b, c) は 850 hPa 面の気温偏差 (カラー、K) と風偏差 (矢印、m/s) (d, e, f) は 500 hPa 面の高度偏差 (コンター、m) を示す。矢印とハッチは 90% の統計的有意性を持つ部分を表す。全 El Niño 事例 (a, d)、暖冬事例 (b, e)、寒冬事例 (c, f)。

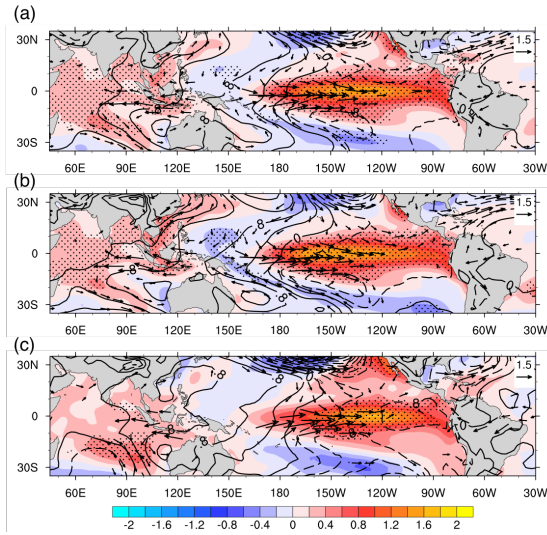


図 4: 図 3 と同様。ただし、SST (K)、SLP (hPa)、風 (m/s) の偏差を示す。カラー、コンター、矢印がそれぞれ SST、SLP、風を表す。

応答で理解できる。そのため、この高気圧性偏差に伴う極東域に向かう南風偏差が卓越しており、極東域の暖冬傾向に寄与している。これは Wang et al., (2000) で指摘された El Niño 時のフィリピン海の特徴に一致している。また、海洋大陸からインド洋にかけて、統計的有意性を持つ正の SST 偏差が分布している。

暖冬事例 (図 4(b)) では、フィリピン海における負の SST 偏差の振幅がより大きく、統計的有意性もある。そのため、西太平洋での対流抑制もより大きく、負の加熱率偏差の振幅も大きい (図 5(b))。インド洋に注目すると、海洋大陸からの東風偏差によりオーストラリア西岸で高気圧性の循環を形成する。これにより、温度躍層が押し上げられ SST 偏差は負となるため、正のインド洋ダイポールモード (IOD) のような SST 偏差分布をしている。

一方で、寒冬事例 (図 4(c)) では東太平洋赤道域における正の SST 偏差の中心が暖冬事例と比較し東寄りであり、西太平洋における負の SST 偏差の振幅も小さい。これにより西太平洋における SST 勾配があまり小さくならず、ウォーカー循環に伴う西太平洋上での対流抑制も小さいため、負の加熱率偏差の振幅も大きくならない (図 5(c))。このため、西太平洋上の高気圧性の SLP 偏差の振幅が小さく極東域に向かう南風偏差は見られない。インド洋では、海洋大陸からの東風偏差の有意な領域が狭く、高気圧性の循環は暖冬事例と比較してオーストラリア付近にしかないため、オーストラリア西岸における負の SST 偏差は見られない。

次に、暖冬事例と寒冬事例間における SST 偏差にどれほど差があるかについて調査した結果を図 6 に示す。中央太平洋における 0.6K 程の統計的に有意

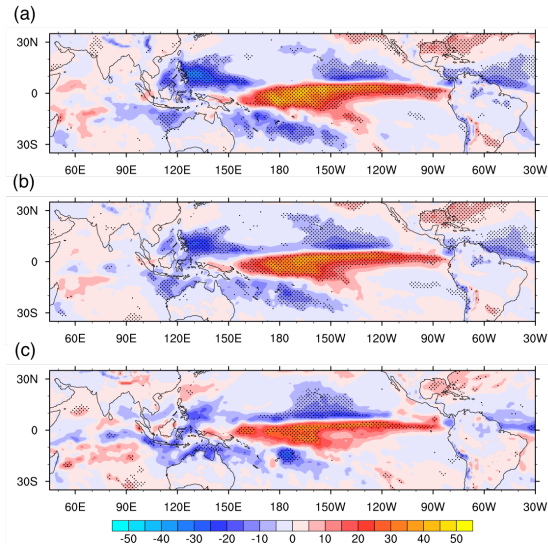


図 5: 図 3 と同様。ただし、カラーが加熱率偏差 (K/day) を示す。

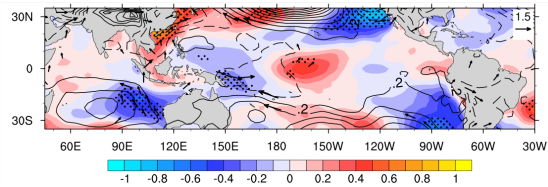


図 6: 図 4 と同様。ただし、秋 (SON) を示す。

な差は Kodera (1998) で指摘されており、本研究においても統計的に有意である。その一方で、Kodera (1998) では統計的有意性が見られなかった西太平洋における差は $-0.2 \sim -0.3\text{K}$ 程度であるが、本研究では統計的有意性を持っている。このことから、西太平洋から中央太平洋にかけての SST 偏差の勾配が大きいと、対流活動がより抑制される。そのため西太平洋から中央太平洋における加熱偏差の振幅に影響し、大気応答が異なっている可能性がある。

西太平洋においてこのような違いが見られたため、NINO.WEST (EQ-15°N, 130°-150°E) における SST 偏差の時間変化を調査した (図 7)。その結果、西太平洋の SST 偏差は夏までは暖冬事例と寒冬事例に違いは見られないが、秋から初春まで暖冬事例の方が SST 偏差の発達が早く始まり、振幅が大きくなっている。ただし、暖冬事例も寒冬事例も負偏差のピークは 2 月にある。秋頃から西太平洋の SST 偏差に変化が見られることから、秋 (SON) における熱帯の SST 偏差と SLP 偏差に注目した (図 8)。暖冬前の秋 (図 8(b)) では、海洋大陸から東西に発散する下層風が強く、インド洋では IOD が発生している。西太平洋では SST の負偏差は弱く、この海洋大

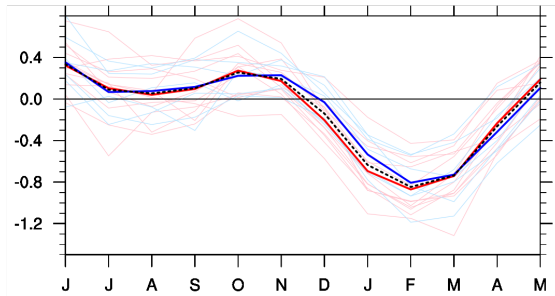


図 7: NINO.WEST における SST 偏差 (K) の時間変化を示す。赤が暖冬事例平均、ピンクが暖冬事例の個々の事例、青が寒冬事例平均、水色が寒冬事例の個々の事例、点線が全 El Niño 事例平均。

陸からの西風偏差が西太平洋における SST の負偏差の発達に寄与していることが示唆される。一方で、寒冬前の秋 (図 8(c)) では、海洋大陸からの下層風偏差が赤道上では有意ではなく、IOD が発生していない。また、西太平洋でも 150°E 以東でのみ下層風偏差が有意である。西-中央太平洋間における SST 偏差の東西勾配に伴う下層風偏差が弱いため、NINO.WEST における SST の偏差の発達が遅れるのではないかと考えられる。

4 まとめ

これまでの研究では、El Niño をその SST 偏差分布の特徴や卓越するテレコネクションパターンを用いて分類し解析が行われてきた。しかし、本研究では EP 型 El Niño 時において極東域の天候は暖冬傾向にあるが、いくつかの事例では寒冬になるということに注目し、冬季極東域の気温偏差を用いて El Niño を分類し解析を行った。その結果、El Niño 時において極東域の暖冬事例では WP パターンが卓越し、寒冬事例の時には PNA パターンが卓越することが分かった。これら 2 つのテレコネクションパターンは Kodera (1998) で分類された WP タイプと PNA タイプに一致する。また、熱帯の SST 偏差と循環偏差には中央太平洋から西側で違いが見られた。暖冬事例では西太平洋から中央太平洋における SST 偏差の東西勾配が大きく、寒冬事例ではそれが小さい。Kodera (1998) で指摘された中央太平洋における SST 偏差の差は、本研究でも同程度の差であり統計的に有意であった。さらに、Kodera (1998) で指摘されなかった西中央太平洋における SST 偏差の差にも有意性が見られた。この SST 偏差の東西勾配は秋 (SON) における海洋大陸から東西に発散する下層風偏差 (ウォーカー循環偏差) によるものだと考えられる。暖冬事例ではフィリピン海上における西向きの下層風偏差が大きく、寒冬事例では有意な下層風偏差は東側に寄っている。これにより、暖冬事例ではフィリピン海における SST は WES フィードバックにより低下することで、フィリピン海における SST 偏差はより

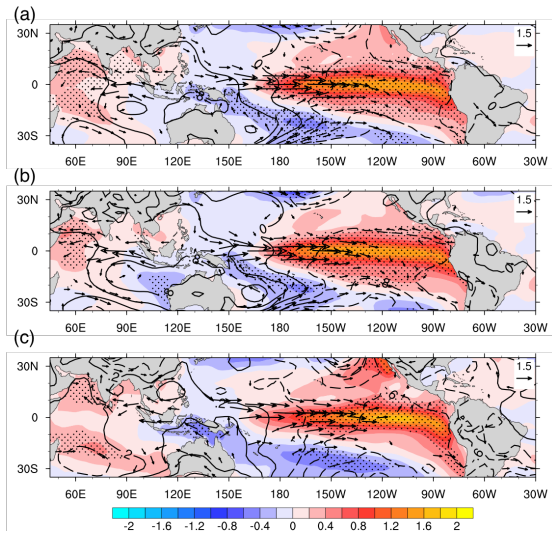


図 8: 図 4 と同様。ただし、秋 (SON) を示す。

強い負偏差となり高気圧性循環を卓越させる。この西太平洋における SST 偏差の東西勾配と下層風偏差の振幅の大きさが、El Niño 時の冬季極東域における寒暖に重要であると考えられる。しかし、El Niño 時の冬季極東域の寒暖には PNA や WP が対応することが分かったが、それらの励起メカニズムについては理解に至っておらず今後の調査が必要である。

謝辞

NCEP Reanalysis-1 data および ERSST v5 は NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA、JRA-55 は気象庁より提供して頂きました。

参考文献

- Huang, B., Thorne, P. W., Banzon, V. F., Boyer, T., Chepurin, G., Lawrimore, J. H., Menne, M. J., Smith, T. M., Vose, R. S., and Zhang, H.-M., 2017: NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 5.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, **106**, 447–462.
- Halpert, M. S., and C. F. Ropelewski, 1992: Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**, 577–593.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., R. Kistler, Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J.,

- Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Roy Jenne, and Dennis Joseph, 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–470.
- 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. Met. Soc. Jap.*, 93(1), 5-48.
- 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.
- Yuan, Y., and S. Yang, 2012: Impacts of different types of El Niño on the East Asian Climate: Focus on ENSO cycles. *J. Climate*, **25**, 7702–7722.