

エル・ニーニョ時の対流圏上層の大気応答と日本の冬の寒暖の関係

The Relationship between Upper-level Atmospheric Responses and Japanese Winter Climate during El Niño

塩崎公大⁽¹⁾・榎本剛・高谷康太郎⁽²⁾

Masahiro SHIOZAKI⁽¹⁾, Takeshi ENOMOTO and Kotaro TAKAYA⁽²⁾

(1) 京都大学大学院 理学研究科

(2) 京都産業大学 理学部

(1) Graduate School of Science, Kyoto University, Japan

(2) Department of Science, Kyoto Sangyo University, Japan

Synopsis

In the Far East, El Niño (La Niña) typically brings warm (cold) winter via the teleconnections excited by the anomalous sea surface temperature (SST) in the tropics. Some ENSO events, however, have the opposite tendencies. To understand the mechanisms of the disparate mid-latitude responses during ENSO, composite analysis has been conducted using long-term reanalysis dataset.

Our analysis shows that about 63% (67%) of all El Niño (La Niña) events are classified as typical warm (cold) winter around Japan and about 37% (33%) as atypical events. A Western Pacific (WP)-like pattern appears in typical events. Surprisingly, the Pacific/North American (PNA) pattern, which is a well-known feature during ENSO, is obscure during typical events. In fact, the PNA pattern dominates during atypical events with large amplitudes. In addition, SST distributions differ not only in the eastern Pacific Ocean but also in the western Pacific Ocean. These SST anomalies seem to cause differences divergence wind anomalies to cause different atmospheric responses in the mid-latitudes during ENSO.

キーワード: エル・ニーニョ, テレコネクション, 冬季気候

Keywords: El Niño, Teleconnection, Winter climate

1. はじめに

エル・ニーニョ/南方振動 (El Niño/ Southern Oscillation, 以下 ENSO) は, 太平洋東部赤道域の海面水温 (sea surface temperature, SST)が顕著に変動する現象である. 周期4~5年で変動するSST偏差は熱帯太平洋全域に及び, 発生から収束まで1~2年程度持続する. 熱帯のSSTは熱帯大気の対流活動を通して, 全球の大気循環に大きな影響を及ぼしている. そのため熱帯のSSTの変動の大気への影響は, 熱帯

の大気だけにとどまらず中高緯度の大気にまで及ぶ. このような遠隔影響をテレコネクションと呼ぶ. ENSO時に現れるテレコネクションのなかで, 特に中高緯度域の北太平洋東部から北米大陸にかけて顕著な大気循環偏差を伴うことが知られているPacific North American (PNA) パターンがよく現れる.

またENSOの影響は中高緯度の気温場へも現れることが分かっている (Halpert and Ropelewski, 1992). 日本付近に注目してみると, エル・ニーニョ時に現れるフィリピン海の高気圧性の海面気圧 (Sea Level

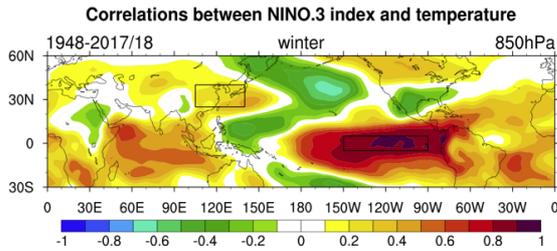


Fig. 1 Correlation map (DJF)

The correlation coefficient of temperature at 850 hPa with respect to NINO.3 index. The two boxes are “around Japan” (left) and NINO.3 region (right),

Pressure, SLP) 偏差とそれに伴う南風偏差の卓越により日本付近の天候に影響を及ぼすことが指摘されている (Wang et al., 2000) . そのため、日本付近の冬 (12~2月) の気候はエル・ニーニョ現象時なら暖冬に、ラ・ニーニャ現象時なら寒冬になる傾向があるとされている。しかしながら、全事例でその傾向に当てはまるわけではなく、いくつかの事例ではエル・ニーニョ現象時で寒冬に、ラ・ニーニャ現象時で暖冬になっている。例えば、1976/77年冬はエル・ニーニョであったが、沖縄県久米島で当時観測史上初の^{みぞれ}が観測されるほどの寒冬だった。また、1998/99年冬はラ・ニーニャ時であったが暖冬だった。このような事例は無視できないほど発生しているにも関わらず、その原因を調査した研究はない。

一方でENSO時以外の事例を含んだ日本付近の冬の天候と大循環パターンとの関係がすでに指摘されている (Takaya and Nakamura, 2013) . 日本付近の天候が変化するときには2つの大循環パターンが現れる。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パターンが位置しているパターンと、ユーラシア大陸上層に波列を持ったEurasian (EU)-likeパターンが位置しているパターンである。これらの大循環パターンは順圧的な構造をしているため、下層の東アジアモンスーンの活動度に影響を及ぼす。しかしながら、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。そこで本研究の目的は、ENSO時の対流圏上層の循環偏差と冬季東アジアモンスーンの活動度との関係を明らかにすることである。そのため、長期再解析データを用いて統計解析を行った。

2. 解析方法

解析に用いたデータはTable. 1の通りである。解析手順は、まずSSTのデータから1948年以降の冬のエル・ニーニョとラ・ニーニャの判定を行う。ENSO

Table 1 This shows datasets and their period used in this study. All datasets are monthly data.

| | Datasets | Period |
|--------------------------------|---|-----------------------|
| Temperature, wind, Height, SLP | NCEP reanalysis-1 | 1948–2017/18 |
| SST | Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) v5 | Jan, 1918–April, 2018 |

の定義は複数存在するが、本研究ではNINO.3 (5°S–5°N, 90°–150°W) のSSTを用いる気象庁の定義に準拠している。次に、それぞれの事例で日本付近 (25°–40°N, 100°–140°E) の850hPa面の気温偏差の符号で暖冬事例と寒冬事例に分ける。Fig. 1に日本付近とNINO.3の領域を示す。つまり、エル・ニーニョの暖冬と寒冬、ラ・ニーニャの暖冬と寒冬の4つに分ける。この領域は先行研究 (Takaya and Nakamura, 2013) において、極東域として指定された領域であり、東アジアモンスーンの活動度の指標に用いられる。最後に、その4つそれぞれで気温場・高度場・SSTなどについて、それぞれの特徴を抽出するため、コンポジット解析を行う。さらに、上記の分類ごとに得られた結果から高度偏差に大きな違いが見られた。その高度偏差はどのようなロスビー波伝播に対応しているのか調べるため、ロスビー波の群速度伝播の解析 (Takaya and Nakamura, 2001) を行った。また、そのロスビー波はどのように生成されているのかを調査するため、ロスビー波の生成源の解析 (Sardeshmukh and Hoskins, 1988) を行なった。

ロスビー波の群速度伝播の解析では式 (1) の通りである。ここで準地衡風を仮定し、 U, V はそれぞれ平均場 (1981年から2010年のDJF平均) の東西風、南北風の平均成分、 a は地球半径、 ϕ, λ はそれぞれ緯度、経度である。ここでの p は気圧であるが、 $p = (\text{pressure}/1000 \text{ hPa})$ と規格化し、ジオポテンシャル高度とコリオリパラメータをそれぞれ Φ, f としたとき、準地衡流線関数 ψ は $\psi = \Phi/f$ と表される。ここで、ジオポテンシャル高度の偏差を Φ' として、準地衡流線関数の偏差は $\psi' = \Phi'/f$ とする。

ロスビー波の生成源の解析では、対流圏上層の渦度方程式を用いてロスビー波の生成を考える (Sardeshmukh and Hoskins, 1985) .

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla\right) \zeta = -\zeta D + F$$

ここで ζ は絶対渦度、 $D = \nabla \cdot \mathbf{v}$ 、 F は摩擦である。さらに、 $\mathbf{v} = \mathbf{v}_\psi + \mathbf{v}_\chi$ として風を回転成分と発散成分に

Table 2 This shows the classification of all of El Niño and La Niña events from 1948 to 2017/18.

| | Winter climate around Japan | Events | Years (based on Jan) |
|---------|-----------------------------|--------|--|
| El Niño | Warm | 12 | 1952, 54, 58, 66, 69, 73, 87, 88, 92, 98, 2003, 10 |
| | Cold | 7 | 1964, 70, 77, 80, 83, 2015, 16 |
| La Niña | Warm | 5 | 1949, 50, 65, 89, 99 |
| | Cold | 10 | 1955, 56, 71, 74, 76, 96, 2000, 08, 11, 18 |

$$W = \frac{p \cos \phi}{2|U|} \left\{ \begin{array}{l} \frac{U}{a^2 \cos^2 \phi} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{V}{a^2 \cos^2 \phi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] \\ \frac{U}{a^2 \cos^2 \phi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \phi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \phi} \right] + \frac{V}{a^2} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \phi} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \phi^2} \right] \end{array} \right. \quad (1)$$

分けると

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_\psi \cdot \nabla \right) \zeta = -\mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta - \zeta D + F$$

となる。ただし、 $D \equiv \nabla \cdot \mathbf{v}_\chi$ とする。右辺第1項を生成源に含め、ロスビー波の生成源 S とすると上の式は次のように表される。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v}_\psi \cdot \nabla \right) \zeta = S + F$$

つまり、ロスビー波の生成源 S は

$$\begin{aligned} S &= -\mathbf{v}_\chi \cdot \nabla \zeta - \zeta D \\ &= -\nabla \cdot (\mathbf{v}_\chi \zeta) \end{aligned} \quad (2)$$

式(2)を平均成分 $(\bar{\mathbf{v}}_\chi, \bar{\zeta})$ と摂動成分 $(\mathbf{v}'_\chi, \zeta')$ に分け、平均成分を引くと、ロスビー波の生成源 S' の偏差 S' は

$$\begin{aligned} S' &= -\nabla \cdot (\mathbf{v}'_\chi \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}_\chi \zeta') \\ &= -\bar{\zeta} D' - \mathbf{v}'_\chi \cdot \nabla \bar{\zeta} - \bar{D} \zeta' - \bar{\mathbf{v}}_\chi \cdot \nabla \zeta' \end{aligned} \quad (3)$$

となる。この式(3)の各項について解析を行う。

3. 結果

まず、上記の基準による分類結果は Table 2 の通りである。エル・ニーニョ、ラ・ニーニャそれぞれで事例数の多い分類を典型事例、少ない方を非典型事例と呼ぶことにする。この分類では日本付近の冬の天候がエル・ニーニョで暖冬となった事例は63%、エル・ニーニョで寒冬が37%、ラ・ニーニャで寒冬が67%、ラ・ニーニャで暖冬が33%となった。1948年以降発生したエル・ニーニョでは82/83, 97/98, 15/16が強いエル・ニーニョとして知られている。しかし、Table 2から分かるように、強いエル・ニーニョだからと言って日本付近の領域における天候に対して必ずしも典型事例になるわけではない。解析結果として、大気の応答として大きく2つのパターンがあることがわかった。まず1つ目に、北西太平洋で卓越する南北双極子構造を持つWPパターンである。

2つ目は北太平洋東部から北米大陸にかけて卓越するPNAパターンである。さらに、SST偏差の分布にも違いが見られた。ここではエル・ニーニョの結果のみ紹介する。

3.1 高度場と気温場

全事例の高度場と気温場のコンポジット解析の結果はFig. 2(a), (b)の通りである。日本付近の気温偏差を見ると、北日本を除いて暖冬傾向である。また、高度偏差を見るとPNAパターンが卓越している。これらの結果はこれまで一般的に知られていた影響に矛盾しない。一方で、典型事例のコンポジット解析の結果はFig. 2(c), (d)の通りである。高度場に注目すると、日本の東側とその北側に作用中心を持つWPパターンが見られる。エル・ニーニョ時には南側の作用中心が正となり、その北側の作用中心は負となっている。これは上層の偏西風が北にずれることと一致する。これらの高度偏差は順圧的な構造をしているため、日本付近の天候は日本の東側の高気圧性偏差により南風成分が卓越する。そのため、冬季東アジアモンスーンはエル・ニーニョ時には弱くなり、日本付近は暖冬傾向となる。この結果は Takaya and Nakamura (2013) の結果に整合的である一方で、ENSO時によく現れるPNAパターンは不明瞭である。次に、非典型事例の高度場と気温場のコンポジット解析の結果はFig. 2(e), (f)の通りである。気温偏差を見ると、日本付近は有意ではないが、中国から北太平洋にかけて負の気温偏差が位置している。これは偏西風が南にずれることに一致する。高度場に注目すると、典型事例とは異なりWPパターンは見られないが、PNAパターンが非常に卓越している。中国東部に位置する負の高度偏差が東アジアモンスーンの活動度を強化している。

3.2 熱帯のSST, SLP, 下層風

次に、熱帯における変動に注目した。SST, SLP,

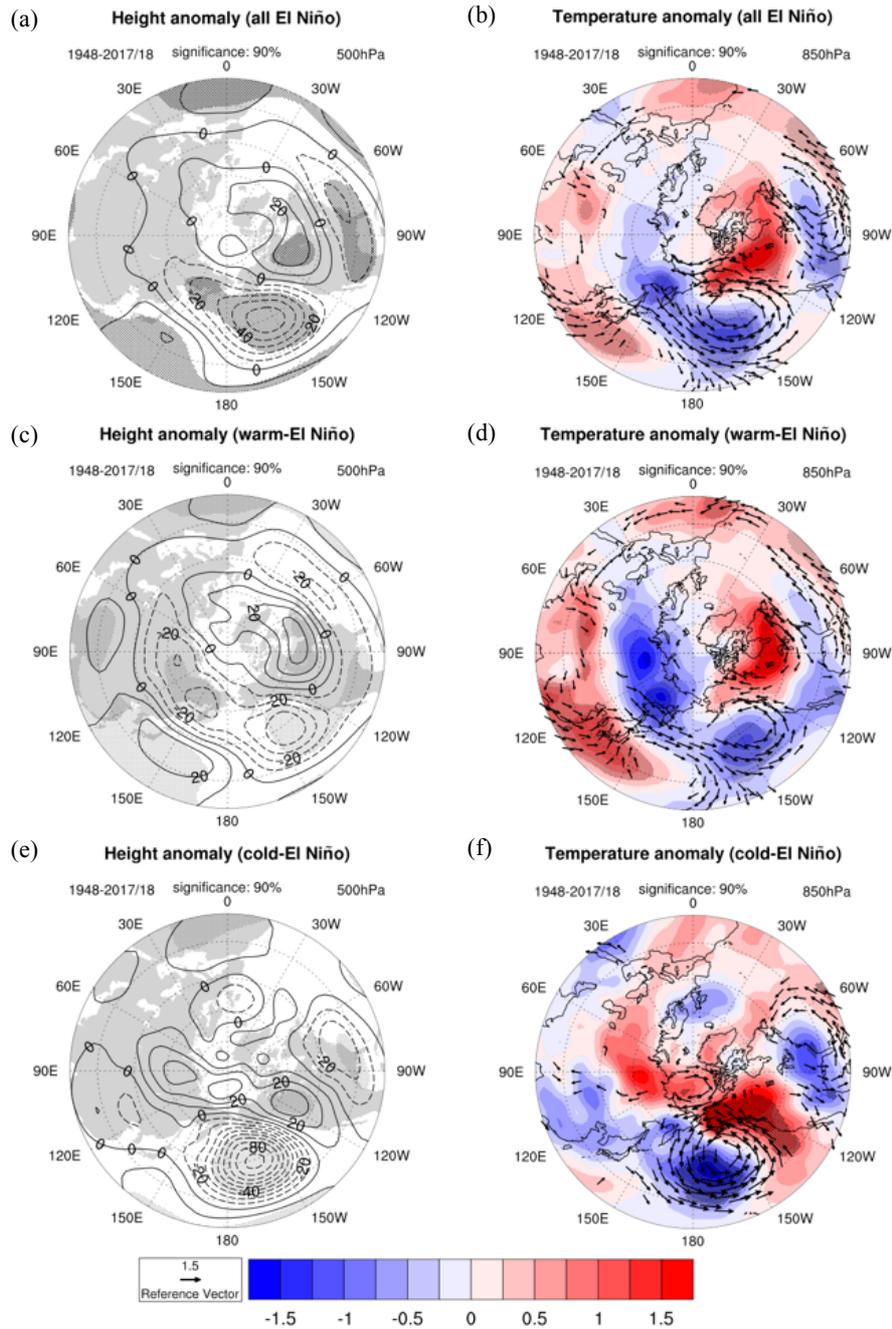


Fig. 2 Height and temperature anomaly (DJF, El Niño)

Height anomaly (left) at 500 hPa in contour and temperature anomaly (right) at 850 hPa in color during all events ((a), (b)), typical events((c), (d)), and atypical events ((e), (f)) for winter climate around Japan. The statistical significant (90%) regions are indicated by hatches. The vector shows wind at 850 hPa with significant.

風の偏差のコンポジット解析の結果を Fig. 3に示す。まず、全事例 (Fig.3(a)) を見ると、東太平洋赤道域に正のSST偏差、その周囲に馬蹄形の負の偏差が位置している。また、海洋大陸付近のSSTも正偏差となっており、エル・ニーニョ現象時の特徴が見られる。SLPと風の偏差に注目すると、フィリピン海か

ら日本の東側に正のSLP偏差が位置しており、日本付近に向かう南風偏差が卓越している。この高気圧性循環のSLP偏差は赤道上の熱源に対する大気応答であるGill応答 (Gill, 1980) と解釈できる。SST偏差に伴う対流活動の東方向への移動によって、水蒸気の凝結に伴う潜熱解放が減少する。つまり、こ

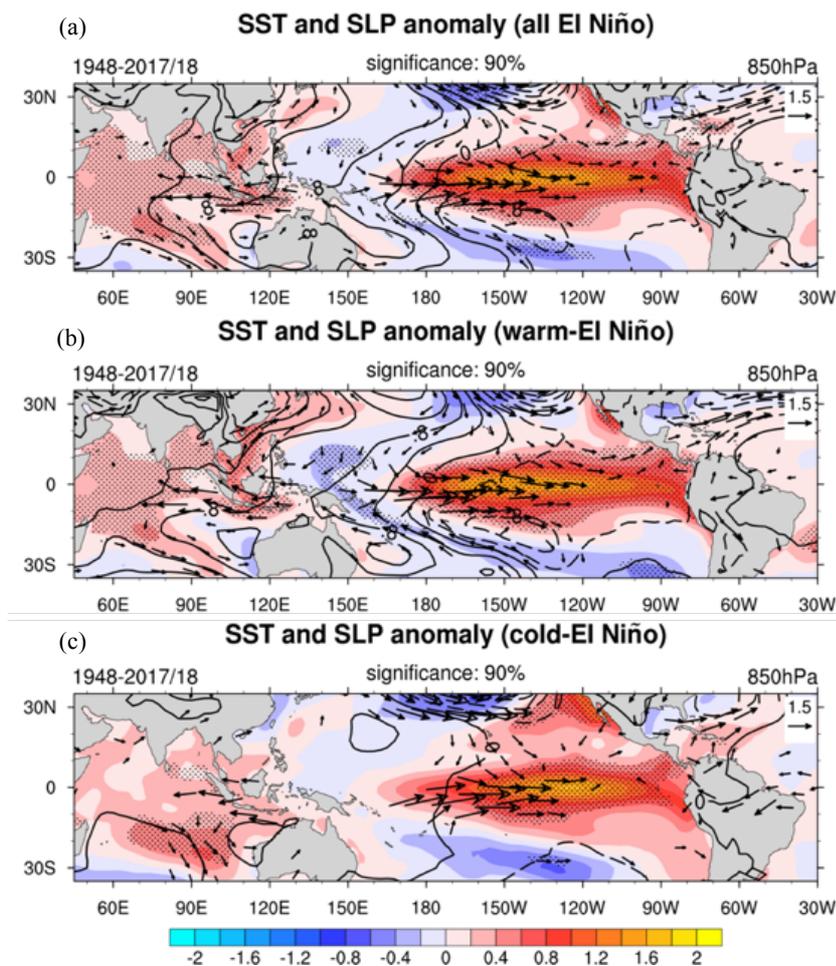


Fig. 3 SST and SLP anomaly (DJF, El Niño)

SST (K) and SLP (hPa) anomalies in color and contours, respectively. Statistical significance (90%) is indicated by hatches. Vectors are statistically significant (90%) wind (m/s) anomalies at 850 hPa. (a) All El Niño events, (b) typical, and (c) atypical winter climate around Japan during El Niño, respectively.

れを熱源の負偏差と考え、その冷源に対する大気応答が正のSLP偏差となっている。これはWang et al., (2000) で指摘されたことに整合的である。次に、典型事例 (Fig.3(b)) を見ると、全事例で見られた特徴が強められている。そのため、日本付近に向かう南風偏差がより強くなっており、暖冬傾向に矛盾しない。一方で、非典型事例 (Fig.3(c)) では東太平洋赤道域の正のSST偏差の中心は東よりになっている。また、馬蹄形の負偏差や海洋大陸周辺の偏差も弱くなっている。それに伴って、SLP偏差及び有意な風の偏差はほとんど見られない

3.3 ロスビー波

ロスビー波の群速度伝播の解析結果はFig. 4である。全事例と典型事例は (Fig. 4 (a), (b)) よく似た結果になっており、日本上ではあまりロスビー波の群

速度伝播の振幅は大きくないが、北東太平洋では大きい。日本の北側で見られる南北方向の伝播はFig. 2(b)のWPパターンに対応する伝播だと考えられる。一方で、非典型事例では (Fig. 4 (c))、全事例や典型事例と比較し、アリューシャン上と北米大陸上の伝播の振幅が特に大きいことが分かる。これはPNAパターンに対応するロスビー波伝播と考えられる。しかしながら、北米大陸北西部でその振幅が非常に小さくなっていることから、このPNAパターンはこれまで考えられてきた単純なロスビー波の伝播による大気応答の結果ではない可能性を示唆している。また、日本付近に注目すると、インド洋の方から中国・日本に伝播するロスビー波の群速度の振幅が大きく、これがFig. 2(c)で見られる中国上の負の高度偏差に対応すると考えられる。これは、非典型事例のときに偏西風が全事例や典型事例より南にずれることで、

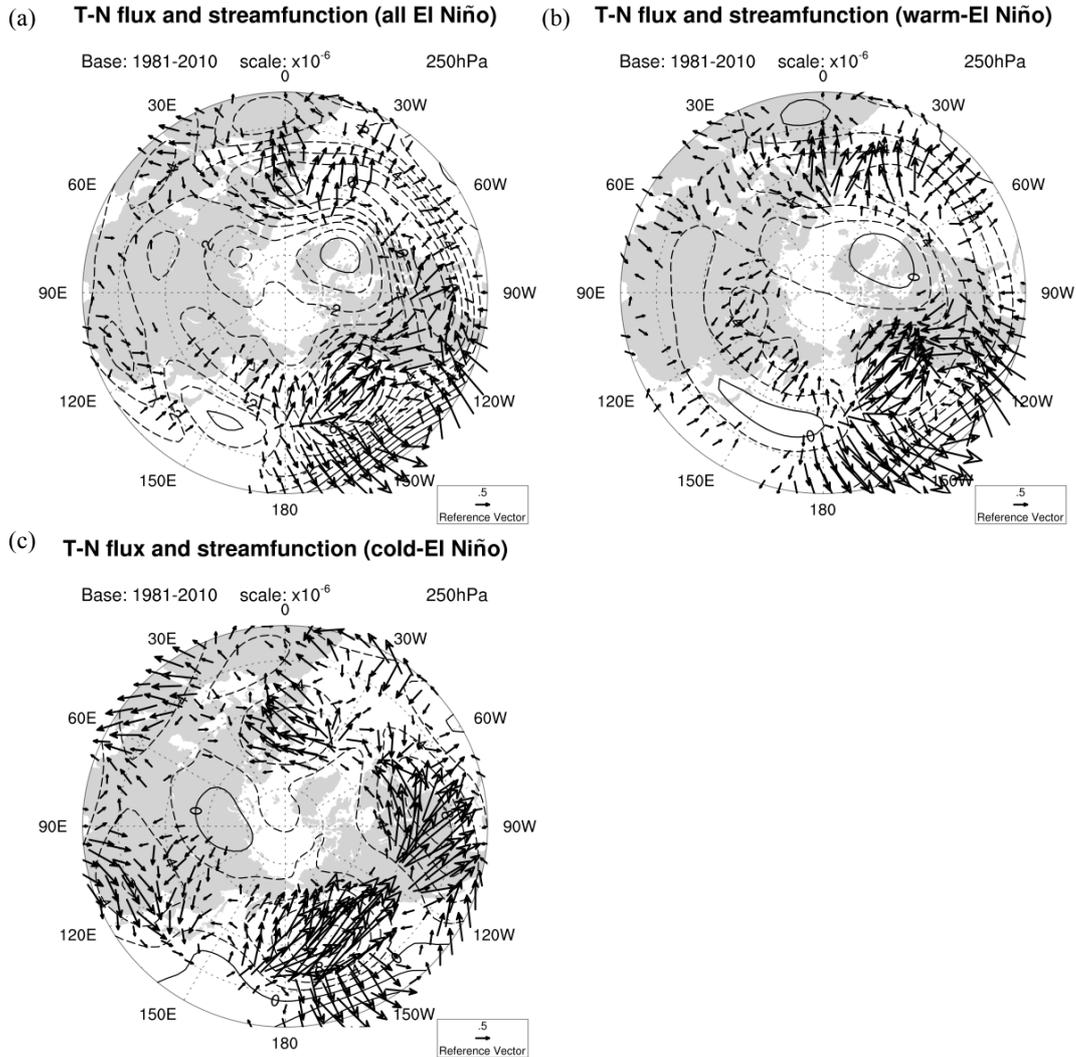


Fig. 4 Rossby wave source (DJF, El Niño)

T-N flux (m^2s^{-2}) in the vectors, superposed on streamfunction anomaly (m^2s^{-1}) in contours. The small vectors (the norm $< 0.3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) are omitted. The reference vector is $0.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. (a) All El Niño events, (b) typical, and (c) atypical winter climate around Japan during El Niño, respectively.

ロスビー波が伝播しやすい状況にあるためであると考えられる。しかし、このロスビー波の群速度伝播の解析では、準地衡風を仮定しているため、赤道に近いところでは適用できない。そのため、他の方法を用いて詳細な調査が必要である。

次に、ロスビー波の生成源の解析では式 (3) の各項の解析を行った。右辺第1項が大きく、その他の項は十分に小さいため、そのほかの項は省略する (Fig. 5)。典型事例と非典型事例を比較すると、Fig. 3 (b), (c)の SST偏差の分布の違いに対応して発散風偏差の強さ及び収束・発散の位置が異なっている。熱帯に注目すると、全事例と典型事例 (Fig. 5 (a), (b)) では中央太平洋赤道域日付変更線付近からの発散風偏差が強いが、非典型事例 (Fig. 5(c)) ではそれに加え、東太平洋 ($0^\circ, 150^\circ\text{W}$) - 大西洋 ($30^\circ\text{N}, 80^\circ\text{W}$)

間からの発散風偏差が強い。中緯度に注目すると、全事例と典型事例では発散風偏差は北米大陸西岸 ($40^\circ\text{N}, 130^\circ\text{W}$) で発散し中央太平洋 ($30^\circ\text{N}, 170^\circ\text{W}$) で収束しているが、非典型事例では典型事例よりもこれらの発散風偏差の収束・発散の中心が西側に約 20° ずれており、その発散風偏差は強い。これは、偏西風の平均場がFig. 2で見られる渦を移流し、その移流された渦と釣り合うようにロスビー波の生成源が位置しているためである。

4. まとめ

1948年以降に発生した冬のENSOを日本付近の気温偏差を基準に分類した結果、約70%がエル・ニーニョで暖冬、ラ・ニーニャで寒冬となり、約30%がエ

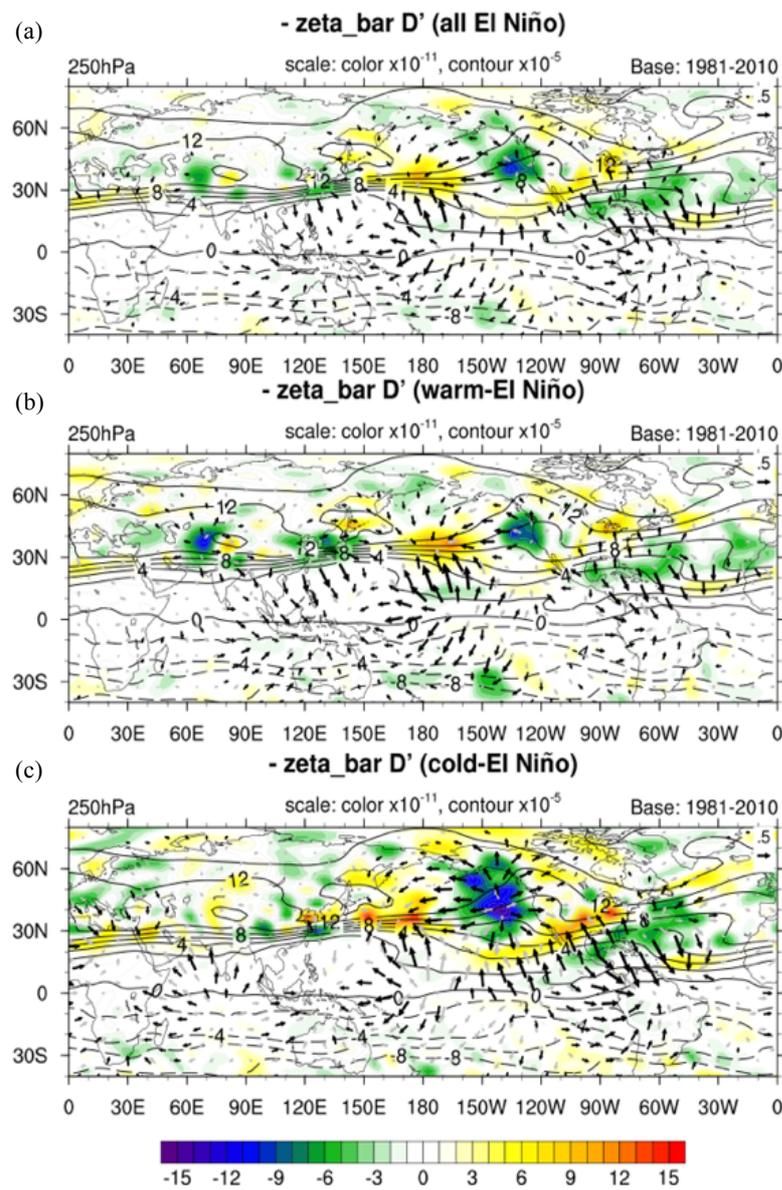


Fig. 5 Rossby wave source

Rossby wave source (s^{-2}), the first term on the right-hand side of eq. (2)), in color, the averaged absolute vorticity (s^{-1}) in contour, and divergent wind (ms^{-1}) in vector, respectively. The Black vectors have the statistical significance (90%) and the gray ones without it. (a) All El Niño events, (b) typical, and (c) atypical winter climate around Japan during El Niño, respectively.

ル・ニーニョで寒冬，ラ・ニーニャで暖冬となった (Table 2) . それぞれを典型事例，非典型事例と名付け，それぞれでコンポジット解析した結果，エル・ニーニョ時やラ・ニーニャ時の日本付近の冬の寒暖を決定付ける SST 偏差の分布とテレコネクションパターンに違いがあることが分かった. Fig. 2を見ると，典型事例では WP パターンが卓越し， ENSO 時に見られる PNA パターンは明瞭ではない. 非典型事例では日本付近で卓越するテレコネクションパターンは見られないが， PNA パターンが卓越している. また大気のみならず， 熱帯の SST の分布も大きな違いが見

られた (Fig. 3) . 典型事例では， 東太平洋赤道域だけでなく， フィリピン海でも有意な SST の負偏差があり， 高気圧性の循環偏差と南風偏差が卓越している. しかし非典型事例では， 東太平洋赤道域の正偏差は典型事例よりも東よりで， フィリピン海の負偏差は非常に弱い. そのため， 典型事例で見られた高気圧性の循環は見られない.

非典型事例におけるロスビー波の群速度伝播を見ると (Fig. 4) ， 日本付近の負の高度偏差にはインド洋の方から伝播してきているように見えるが， T-N flux によるロスビー波の群速度伝播の解析は準地

衡風を仮定しているのでコリオリ力がゼロになる赤道には適用できない。そのため、この非典型事例における中国上の負の高度偏差がどのようにして生じるのかについては他の方法による調査が必要である。また、Fig. 3で見られるSST偏差に対応するように発散風偏差に違いが生じている (Fig. 5)。その発散風偏差の収束・発散の位置と強さの違いが異なる渦度の生成に寄与している。

参考文献

- Gill, A. E., (1980): Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 106, pp447–462.
- Halpert, M. S. and C. F. Ropelewski, (1992): Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, 5, pp577–593.
- Huang, B., V.F. Banzon, E. Freeman, J. Lawrimore, W. Liu, T.C. Peterson, T.M. Smith, P.W. Thorne, S.D. Woodruff, and H.-M. Zhang, 2014: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 4 (ERSST.v4): Part I. Upgrades and intercomparisons. *J. Climate*, 28, pp911–930
- Huang, B., P. Thorne, T. Smith, et. al, 2015: Further Exploring and Quantifying Uncertainties for Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST) Version 4 (v4), *J. Climate*, 29, pp3119–3142
- Huang, B., Peter W. Thorne, et. al, 2017: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5), Upgrades, validations, and intercomparisons. *J. Climate*
- Liu, W., B. Huang, P.W. Thorne, et. al, 2014: Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 4 (ERSST.v4): Part II. Parametric and structural uncertainty estimations. *J. Climate*, 28, pp931–951
- NCEP Reanalysis data provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/>
- NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>
- Sardeshmukh, P. D. and Hoskins, B. J., (1985): Vorticity balance in the tropics during the 1982/83 El Niño-Southern Oscillation event., *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 111, pp261–278
- Sardeshmukh, P. D. and Hoskins, B. J., (1988): The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence., *J. Atmos. Sci.*, 45, pp1228–1251
- 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.*, 58, pp608–627
- Takaya, K. and H. Nakamura, (2013): Interannual variability of the East Asian winter monsoon and related modulations of the planetary waves. *J. Climate*, 26, pp9445–9461.
- Wallace, J. M. and Gutzler, D. S. (1981) : Teleconnection in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, pp784–812
- Wang, B., Wu, R., and Fu, X., 2000 : Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, 13, pp1517–1536

(論文受理日 : 2018年6月13日)