

# 北半球冬季における海洋大陸周辺の対流活動変動からの遠隔影響

\* 関澤 偲温, 中村 尚, 小坂 優  
(東京大学 先端科学技術研究センター)

## 1. はじめに

熱帯の海面水温 (SST) 変動は積雲対流活動の変動を強制し, 準停滞性ロスビー波の励起と伝播を通して, 中高緯度の大気循環をも変化させる (Hoskins and Karoly, 1981; Alexander et al., 2002 など)。特に, エルニーニョ・南方振動 (ENSO) は熱帯において最も支配的な大気海洋結合変動であり, 図 1 のように海洋大陸と中部赤道太平洋とに極大をもつダイポール型の対流活動偏差を伴う。この対流活動偏差と対応して, 熱帯から亜熱帯にかけての松野-ギル応答的な赤道対称な循環偏差 (Matsuno, 1966; Gill, 1980) だけでなく, 中高緯度にも循環偏差がみられる。熱帯から中高緯度への遠隔影響は, 単なる準停滞性ロスビー波の伝播ではなく, 背景場の東西非対称性などに由来する大気の内変動モードに関連した特定の循環偏差パターン (テレコネクションパターン) を示しやすいことが知られている (Trenberth et al., 1998 など)。実際, 図 1 においても, そのような大気の内変動パターンである太平洋-北米 (PNA) パターン (Horel and Wallace, 1981) や, 西太平洋 (WP) パターン (Wallace and Gutzler, 1981) に類似する循環偏差が現れている。

このような熱帯の対流活動変動に強制された中高緯度の大気循環の変化は, 気温や降水量の偏

差を形成する。特に, 冬季東アジアの気候に対しては, 海洋大陸周辺の対流活動偏差が重要であることが知られている (Ueda et al., 2015 など)。エルニーニョ (ラニーニャ) が発生している時のように海洋大陸周辺で対流活動が平年よりも不活発 (活発) な時には, 日本を含む東アジアでは平年に比べて高温 (低温) となる傾向がある (前田, 2013)。このように, 熱帯の SST 変動は中高緯度の季節予測における重要な根拠となっている。

しかしながら, 北半球冬季の海洋大陸周辺は, 対流活動と直下の SST 偏差との相関が他の季節や地域と比べて弱いことが知られている (Wu and Kirtman, 2007; Kumar et al., 2013 など)。したがって, 海洋大陸周辺では熱帯 SST 変動に強制されない季節平均的な対流活動変動が卓越している可能性がある。もし, そのような変動が存在すれば, 冬季東アジアの天候にも影響を与えるかもしれない。

北半球冬季 (南半球夏季) において海洋大陸付近の対流活動の極大はオーストラリア北部 (NAus) にまで南下し, 夏季オーストラリアモンスーン (AUSM) を形成する (Meehl, 1987)。AUSM は NAus 周辺において貿易風が反転し, 西風が卓越する期間として特徴づけられ, 一般に 12 月下旬頃に開始し 3 月初旬頃に終息する (Suppiah, 1992;

Kajikawa et al., 2010 など)。

Hendon et al. (2012) は NAus における季節平均降水量の予測精度が AUSM の開始とともに悪化することに着目し, モンスーン期の降水量が ENSO をはじめとする熱帯 SST 変動と強い相関をもたないことを示した。このことは, NAus のモンスーン

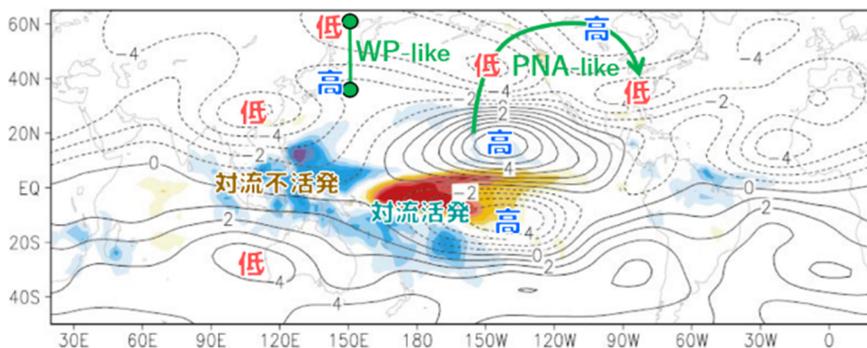


図 1: ENSO 指数に回帰した DJF 平均降水量偏差と 200 hPa 流線関数偏差 (Alexander et al., 2002 の Fig.4 に加筆)。

期の降水量に内部変動が卓越することを示唆する。

そこで、本研究では、熱帯の対流活動の経年変動に対する、SST 変動に相関する成分と無相関な成分とからの寄与を、観測データに基づいて定量的に評価した。また、熱帯 SST 変動と無相関な対流活動変動が AUSM の季節平均的な強弱の経年変動を起源とすることを示し、その遠隔影響についても調査した。なお、AUSM の中心的な期間である 1~2 月 (JF) を解析対象とした。

## 2. 熱帯の対流活動変動の分離

1975~2018 年の JF 平均外向き長波放射 (OLR) [NOAA interpolated OLR] の経年変動を、以下の統計的手法を用いて、熱帯 SST 変動に相関する成分と無相関な成分とに分離した (Sekizawa et al., 2018)。まず、20°S~20°N の 12~2 月 (DJF) 平均 SST 偏差 [HadISST] に対して経験的直交関数展開を行うことで、上位 5 モードの主成分 (PC) 時系列を得る。次に、JF 平均 OLR 偏差をこれら 5 つの PC 時系列に回帰し、回帰偏差と PC 時系列とから再構築される OLR 変動を、ここでは熱帯 SST 変動に相関する成分として定義する。最後に、もとの OLR 変動から熱帯 SST 変動に相関する成分を取り除いたものを、熱帯 SST 変動に無相関な成分と定義する。

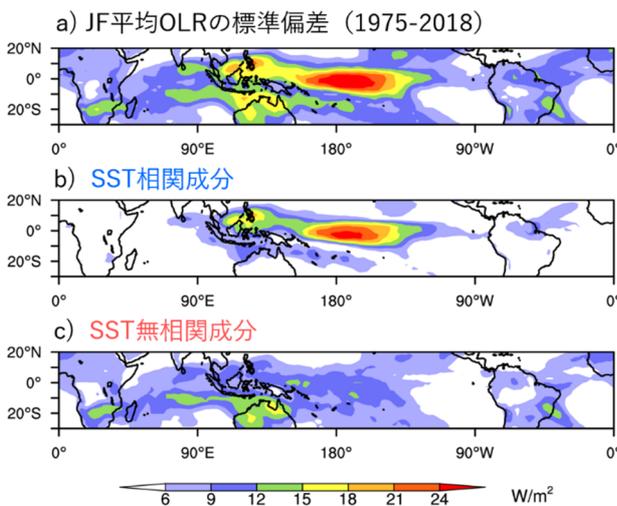


図 2 : (a) JF 平均 OLR 標準偏差。および、このうち (b) 熱帯 SST 変動と相関する成分と (c) 熱帯 SST 変動と無相関な成分の標準偏差。

このようにして得られた JF 平均 OLR の経年変動の標準偏差を示したものが図 2 である。分離を行う前の標準偏差には、中部赤道太平洋、海洋大陸の北半球側 (南シナ海やフィリピン周辺) と南半球側 (NAus 周辺) に 3 つの明瞭な極大がみられる (図 2-a)。このうち、中部赤道太平洋と海洋大陸の北半球側の極大は、ほとんど熱帯 SST 変動に相関する成分によって説明される (図 2-b)。これには ENSO からの影響が大きく、図 1 の降水量偏差の分布ともよく合っている。一方、海洋大陸の南半球側の極大は、ほとんど SST 変動に無相関な成分によって説明され、NAus の陸域を中心に大きな標準偏差をもつ。このように、熱帯 SST 変動に無相関な対流活動変動は NAus 周辺で最大となっており、この結果は AUSM の内部変動の存在を強く示唆するものである。

なお、大規模アンサンブル AGCM 実験データ d4PDF の過去再現実験 (100 メンバー) を用いて JF 平均 OLR の経年変動をアンサンブル平均の変動 (SST 相関成分に対応) とメンバー間のバラツキの変動 (SST 無相関成分に対応) とに分解した解析、および、GFDL AM 2.1 を用いた SST を気候値に固定した AGCM 実験から得られた JF 平均 OLR の経年変動 (SST 無相関成分に対応) においても同様の結果が得られたことから、上の解析手法とそれを用いた結果の妥当性が確認される (図省略)。

## 3. AUSM の経年変動とテレコネクション

本研究では、NAus に位置する 9 つの観測点で平均した 1958~2019 年の JF 平均降水量を AUSM 指数として定義し、AUSM の季節平均的な活動度の指標として使用した。前述の結果と整合して、DJF 平均 Niño3.4 SST との相関係数は -0.25 であり弱い負相関があるものの、信頼水準 95% で有意ではなかった。以降の解析では、AUSM 指数をそのまま用いたが、AUSM 指数から Niño3.4 SST に相関する成分を除去してから同じ解析を行っても結果がほとんど変わらないことを確認している。図 3-a に AUSM 指数に回帰した JF 平均の降水量

および 10 m 風偏差 [JRA-55] を示す。NAus に局在する強い正の降水量偏差や気候値のモンスーン循環と重なる低気圧性の風偏差から、AUSM 活発時に AUSM に伴う下層循環や降水がローカルに強化されることがわかる。これらの結果は、AUSM 指数の経年変動が、AUSM の季節平均的な強弱の経年変動を反映しており、AUSM の内部変動を捉えていることを示す。

AUSM 指数に回帰した 500 hPa 高度偏差には、極東域に WP パターンに類似する南北ダイポール型の偏差パターンが明瞭にみられる (図 3-b)。WP パターンは冬季東アジアモンスーンを変調させることで知られる (Takaya and Nakamura, 2013; Tanaka et al., 2016)。実際、日本の東に広がる低気圧偏差は地表付近においても同様にみられ、この西縁にあたる東アジアでは北西季節風の強化がみられる (図省略)。図 4-a は JF 平均 500 hPa 高度場の経年変動のうち AUSM 指数と連動する分

散の割合を各点ごとに評価したものである。この値は北西太平洋において特に大きく、最大で約 25% が AUSM 変動と関連する。これは、Niño3.4 SST に基づいて同様の計算を行った場合の極東域の分散寄与率と比較しても大きい (図 4-b)。ENSO に伴う分散寄与率は、熱帯域と、PNA パターンの循環偏差を反映して北東太平洋などで大きい。なお、この WP パターンの循環偏差は、Watanabe and Kimoto (2000) の線形傾圧モデル (LBM) に、背景場として JF 平均気候値を与え、熱強制として非断熱加熱の回帰偏差を NAus 周辺のみを与えた実験においても、その定常応答としてよく再現された (図省略)。

この赤道を越えて生じるテレコネクションのメカニズムを調査するため、Sardeshmukh and Hoskins (1988) に基づくロスビー波源の解析を行った。ロスビー波源は発散風  $v_x$  による絶対渦度  $\zeta_a$  のフラックス収束、すなわち、

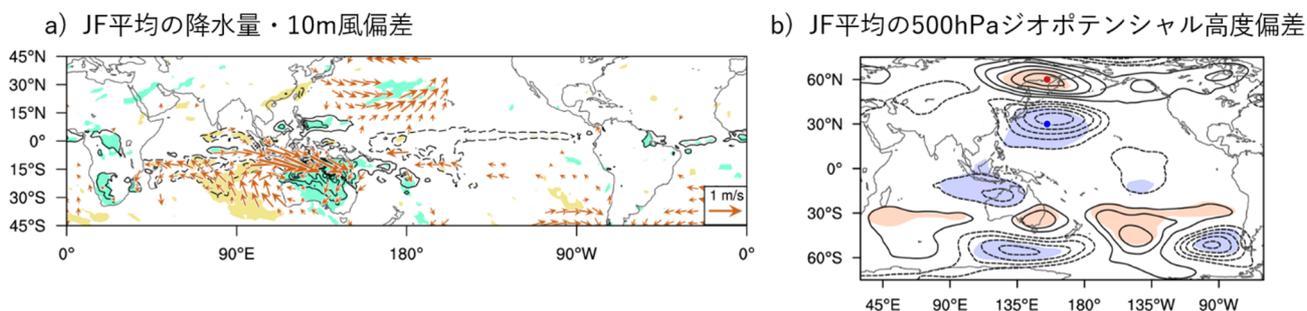


図 3 : AUSM 指数に回帰した (a) JF 平均の降水量偏差 (等値線 ;  $\pm 0.3, 0.6, \dots$  mm/day) および 10 m 風偏差 (矢印) と, (b) JF 平均の 500 hPa ジオポテンシャル高度偏差 (等値線 ;  $\pm 3, 6, \dots$  m)。 (a) と (b) の陰影はそれぞれ降水量偏差と高度偏差が 95% 信頼水準を超える領域。 (b) の極東域にある 2 つの点は、Wallace and Gutzler (1981) において WP パターンの指数の作成に用いられる点である。

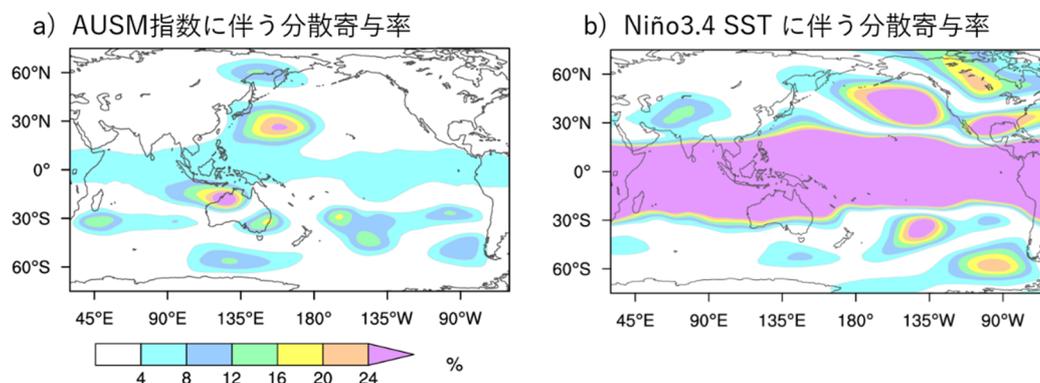


図 4 : JF 平均の 500 hPa ジオポテンシャル高度の経年変動のうち, (a) AUSM 指数の経年変動に伴う分散寄与率, (b) Niño3.4 SST の経年変動に伴う分散寄与率。

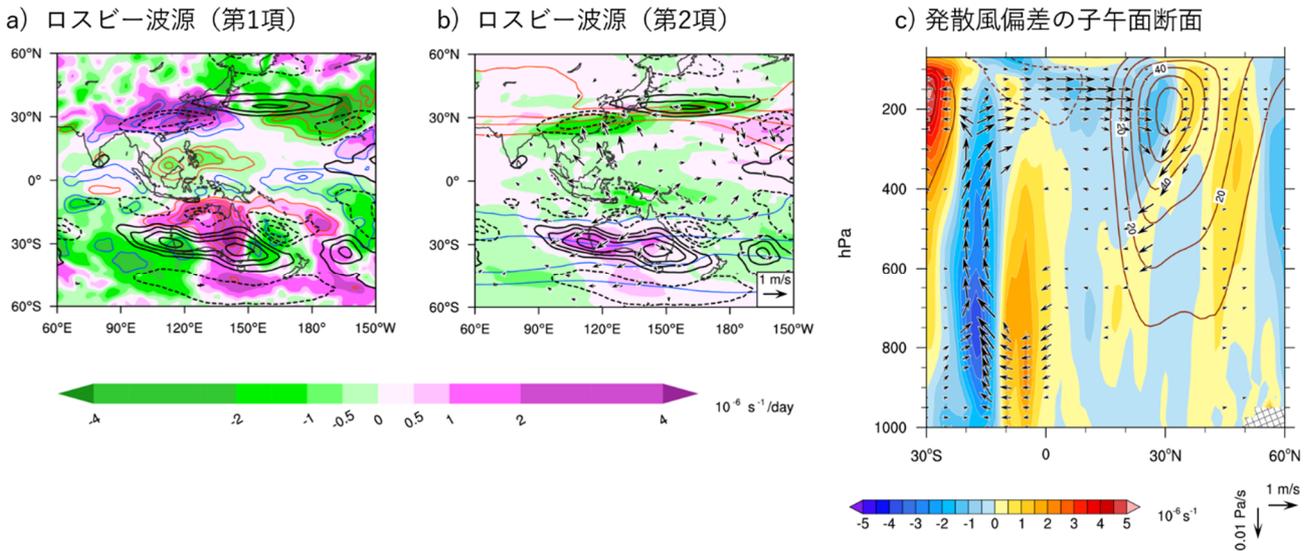


図 5: (a, b) AUSM 指数に回帰した JF 平均の 200 hPa ロスビー波源偏差のうち、本文中の式における (a) 第 1 項および (b) 第 2 項 (陰影)。黒の等値線は 200 hPa 渦度偏差を示し、実線 (破線) が正 (負) 偏差を表す。赤や青の等値線は、(a) 発散偏差、(b) 気候平均の絶対渦度を示し、赤線 (青線) が正 (負) 偏差を表す。(c) 105~135°E で平均した渦度偏差 (陰影)、発散風偏差 (矢印)、気候平均の東西風 (等値線) の高度-緯度断面。

$$-\nabla \cdot (\mathbf{v}_\chi \zeta_a)'$$

$$\equiv -\bar{\zeta}_a \nabla \cdot \mathbf{v}'_\chi - v'_\chi \cdot \nabla \bar{\zeta}_a - \zeta'_a \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}}_\chi - \bar{\mathbf{v}}_\chi \cdot \nabla \zeta'_a$$
 として与えられる。右辺は、左辺を気候値・まわりの小さな偏差・'に対して線形分解したもので、第 1 項は発散偏差による気候値の絶対渦度の伸縮を、第 2 項は気候値の絶対渦度の発散風偏差による移流を表す。第 3 項および第 4 項は、気候値の発散風に関連する項である。200 hPa におけるロスビー波源の第 1 項と第 2 項の分布を図 5-a, b に示す。日本の東の正渦度偏差の上流にあたる中国～日本上空には、収束偏差と対応して、正の渦度源がみられる。一方、華南の負渦度偏差付近では、気候値の強い渦度勾配を横切る発散風偏差による移流によって、負の渦度源がみられる。これらの渦度源を形成する発散風偏差は、海洋大陸付近で東西平均した緯度-高度断面図 (図 5-c) より、AUSM の強化に伴う海洋大陸上の子午面循環の強化と関連することが分かる。したがって、NAus からの対流圏上層の発散風が、赤道を越えて東アジア上空に達する際に強い渦度勾配を伴う亜熱帯ジェット気流を横切りつつ収束することにより、ロスビー波が励起されることが示唆される。

以上のようなロスビー波源の分布や子午面循環の強化は、LBM 実験においてもみられた (図省略)。

#### 4. 東アジアの気温や降水量との関係

図 6-a は AUSM 指数に回帰した地表気温偏差 [陸上: APHRO Temp, 海上: JRA-55] を示し、比較のため Niño3.4 SST への回帰偏差 (符号反転) も図 6-b に示す。AUSM が平年より強い年には、北西季節風の強化に伴って、朝鮮半島～西日本を中心に有意な低温偏差がみられる。気温偏差の分布はラニーニャに対応するものとよく似ており、振幅もそれと同程度か少し弱いくらいである。気温と同様に、図 7-a に AUSM 指数に回帰した降水量偏差 [陸上: APHRODITE, 海上: JRA-55] を、比較のため Niño3.4 SST への回帰偏差 (符号反転) を図 7-b に示す。AUSM が平年より強い年には、強化された子午面循環の下降流域にあたる (図 5-c)、華南～東シナ海～本州南岸にかけて少雨偏差がみられる。一方で、日本海側の地域には多雨 (多雪) 偏差がみられ、北西季節風の強化と整合的である。降水量偏差の分布はラニーニャに対応するものといくらか似ているが、日本付近での北西季

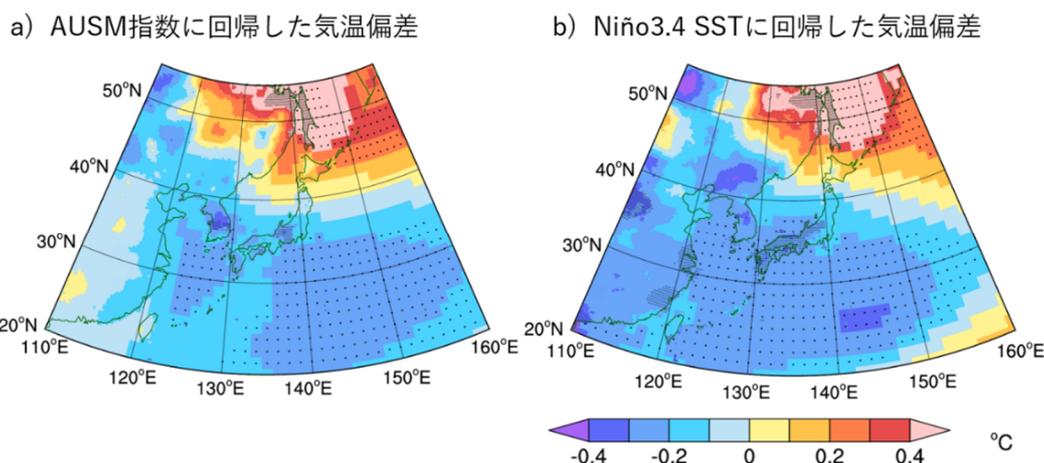


図 6：JF 平均の地表気温の (a) AUSM 指数への回帰偏差，(b) Niño3.4 SST への回帰偏差。ただし，(b)ではラニーニャ時の偏差と対応するように符号を反転している。点描は 90%の信頼水準を超える領域。

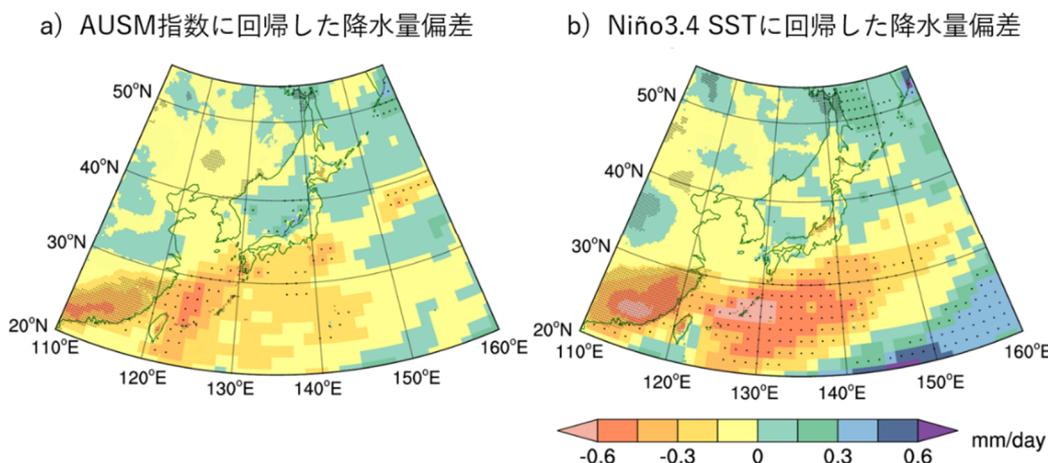


図 7：JF 平均の降水量の (a) AUSM 指数への回帰偏差，(b) Niño3.4 SST への回帰偏差。ただし，(b)ではラニーニャ時の偏差と対応するように符号を反転している。点描は 90%の信頼水準を超える領域。

節風の強化との整合性という点では，AUSM に伴う降水量偏差のほうがより明瞭である。図 7-b において日本海側で少雨（少雪）偏差がみられることは，経験的に知られているラニーニャ発生時の冬の天候の傾向とは異なるが，これは JF 平均を対象としているからであり，DJF 平均に対して同様の図を描くと多雨（多雪）偏差が現れる（図省略）。

## 5. まとめ

ENSO に代表される熱帯 SST 変動に伴う対流活動変動は，中高緯度の気候循環にも影響し季節予測可能性を与える。しかし，熱帯の対流活動変動

は SST 変動のみによってもたらされるわけではない。本研究は，統計的手法を用いて JF 平均 OLR の経年変動を SST 変動に相関する成分と無相関な成分とに分離した（図 2）。その結果，後者が NAus 周辺で最大となり，その起源が AUSM の内部変動に由来するモンスーンの季節平均的な強弱の経年変動であることが明らかになった。

また，AUSM 変動に伴う中高緯度への遠隔影響について調査したところ，海洋大陸から北西太平洋への波列パターンが明瞭にみられ（図省略），極東域に WP パターン的な偏差場が形成されることが分かった（図 3-b）。この WP パターン的な偏差場を通して，AUSM 変動は冬季東アジアの気候

とも関連する。AUSM が平年より活発な年には冬季東アジアモンスーンが強くなり、朝鮮半島から日本付近には低温傾向が、華南から日本の南岸にかけては少雨傾向が、東北から北陸の日本海側の地域では多雨（多雪）傾向がみられた（図 6-a, 7-a）。以上の結果は、AUSM 変動が遠隔影響を通して冬季東アジアの季節予測可能性を制限する可能性を示唆するものである。

このような赤道を越えたテレコネクションは、NAus 付近で上昇し、東アジア付近で下降する海洋大陸上の子午面循環が AUSM 変動に伴って変動することによりもたらされうる。強い AUSM に伴って対流圏上層で NAus からの北向きの発散風偏差が生じ、これが赤道を越えて東アジア上空に達する際に、強い絶対湿度勾配を伴う亜熱帯ジェット気流を横切りつつ収束する過程で、北半球側においてロスビー波が励起されると考えられる。

#### 参考文献

- Alexander, M. A., I. Bladé, M. Newman, J. R. Lanzante, N.-C. Lau, and J. D. Scott, 2002: The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J. Clim.*, 15, 2205–2231.
- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 106, 447–462.
- Hendon, H. H., E.-P. Lim, and G. Liu, 2012: The role of air-sea interaction for prediction of Australian summer monsoon rainfall. *J. Clim.*, 25, 1278–1290.
- Hoskins, B. J. and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, 38, 1179–1196.
- Horel, J. D., and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 813–829.
- Kajikawa, Y., B. Wang, and J. Yang, 2010: A multi-time scale Australian monsoon index. *Int. J. Climatol.*, 30, 1114–1120.
- Kumar, A., M. Chen, and W. Wang, 2013: Understanding prediction skill of seasonal mean precipitation over the tropics. *J. Clim.*, 26, 5674–5681.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, 44, 25–43.
- Meehl, G. A., 1987: The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 27–50.
- 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, 2018: Interannual variability of the Australian summer monsoon system internally sustained through wind-evaporation feedback. *Geophys. Res. Lett.*, 45, 7748–7755.
- Suppiah, R., 1992: The Australian summer monsoon: a review. *Prog. Phys. Geogr.*, 16, 3, 283–318.
- 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. Clim.*, 29, 6597–6616.
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. J. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, 103(C7), 14,291–14,324.
- 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.

Watanabe, M., and M. Kimoto, 2000: Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 126, 3343–3369.

Wu, R., and B. P. Kirtman, 2007: Regimes of seasonal air–sea interaction and implications for performance of forced simulations. *Clim. Dyn.*, 29, 393–410.

前田 修平, 2013: ENSO と日本の天候, 気象研究ノート 第 228 号「エルニーニョ・南方振動 (ENSO) 研究の現在」, 日本気象学会, 167–180.