

# 夏季オーストラリア北部の降水量変動に伴う冬季東アジアへの遠隔影響

\* 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)変動は対流活動に変動をもたらし、その影響は中高緯度にも及ぶ (Hoskins and Karoly, 1981; Trenberth et al., 1998)。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、海洋大陸と中部赤道太平洋に極大をもつダイポール型の対流活動偏差パターンを伴う。冬季東アジアの気候に対しては、海洋大陸の対流活動偏差が重要であることが知られており(Ueda et al., 2015), La Niña(El Niño)時のように海洋大陸で対流活動が平年より活発(不活発)な時には、日本を含む東アジアでは平年比べて低温(高温)となる傾向がある (前田, 2013)。このように、熱帯の SST 変動は中高緯度域に季節予測可能性を付与するという点で重要である。

しかしながら、海洋大陸周辺は直下の SST 偏差によって対流活動変動が強制されにくい領域であることが知られている。図 1 は、Wu and Kirtman (2007) に倣い、12~2 月(DJF)平均の降水量とその直下の SST および SST 時間傾向との相関係数を示したものである。熱帯では広範囲に強い正相関がみられるが、海洋大陸では相関が弱く、むしろ負相関となっている領域もある。このような領域では降水量は SST 時間傾向と負相関にあり、SST 偏差が対流活動偏差を強制するのではなく、対流活動偏差が SST 偏差を強制していることを示唆している。したがって、海洋大陸では季節平均の対流活動変動のうち、熱帯 SST と相関をもたないもの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、冬季東アジアの季節予測可能性を制限することになる。

北半球冬季(南半球夏季)には夏季オーストラリアモンスーン(AUSM)の活動に伴い、海洋大陸周辺の降水量のピークはオーストラリアの北に位

置する。Hendon et al. (2012) はオーストラリア北部の季節平均降水量の予測精度が夏季に低下することに着目し、オーストラリア北部の夏季降水量の経年変動が熱帯 SST 変動と相関しないことを示した。よって、熱帯 SST に相関しない対流活動変動の候補として、AUSM の変動が挙げられる。

そこで、本研究では、オーストラリア北部の降水量を元に AUSM 変動の指数を作成し、AUSM 経年変動と熱帯 SST 変動との関係を確認する。さらに、AUSM 経年変動に伴う遠隔影響を同定し、冬季東アジアの気候に与える影響を調査する。

## 2. 解析データおよび線形傾圧モデル

降水量にはオーストラリア北部の測候所のデータに加え、CMAP および APHRODITE を用いた。SST には HadISST, 地表気温には APHROTemp を用いた。また、大気再解析データとして気象庁の JRA-55 を用いた。AUSM に伴う降水活動が 1 月から 2 月にピークを迎える(Kajikawa et al., 2010)ことから、本研究では 1, 2 月(JF)平均を用い、解析期間は 1979 年~2015 年とした。この 37 年間の気候平均と線形トレンドを除くことで偏差を求

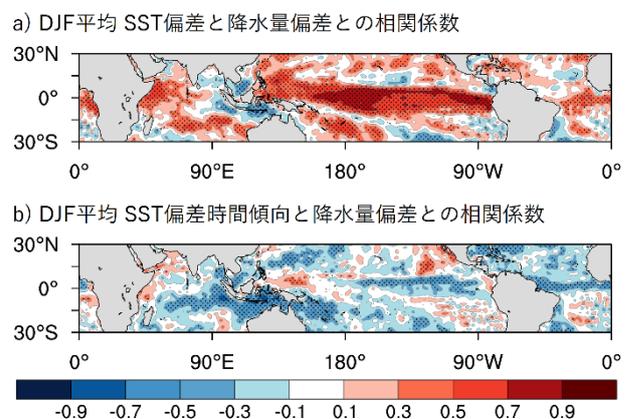


図 1: DJF 平均の (a) SST 偏差と降水量偏差, および (b) SST 偏差の時間傾向と降水量偏差との相関係数。ハッチは 95%信頼水準を満たす領域。

め、解析に用いた。以降に示す回帰偏差図は、あとで定義される AUSM 指数が正のとき(AUSM 活発年)の位相に対応し、振幅は 1 標準偏差あたりの大きさである。

さらに、Watanabe and Kimoto (2000) の線形傾圧モデル(LBM)をデータ解析で同定された遠隔影響の検証に利用した。水平解像度は T42、鉛直 20 層とし、加熱に対する定常応答を時間発展を計算することによって求めた。本研究では 30 日後～60 日後の平均を定常応答とみなす。

### 3. AUSM 変動と熱帯 SST との関係

本研究では、オーストラリア北部の 7 地点で平均した 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経年変動の指標として使用した(図 2)。図 3a に AUSM 指数に回帰した JF 平均 SST 偏差を示す。Hendon et al. (2012) の結果と整合して、熱帯には有意な偏差がほとんどみられない。DJF 平均の Niño3.4 SST 偏差との相関係数も  $-0.07$  で有意ではない。南東インド洋

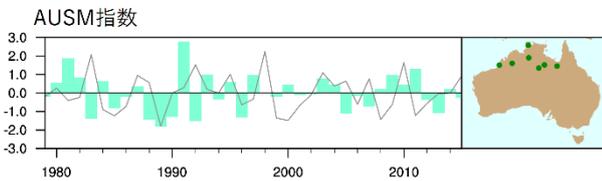


図 2：標準偏差で規格化した AUSM 指数(棒)および Niño3.4 SST 偏差(折れ線)の時系列。AUSM 指数は地図上の 7 地点で平均した JF 平均降水量に基づき作成。

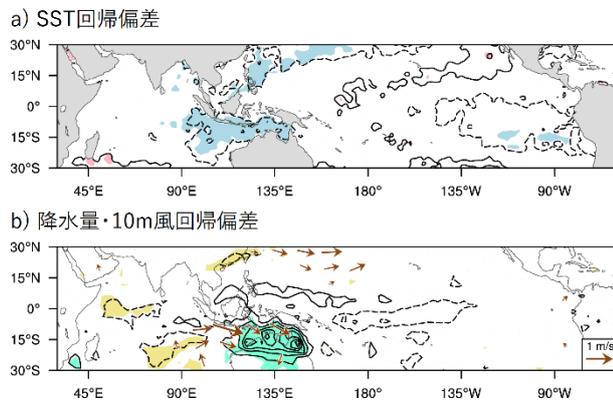


図 3：AUSM 指数に回帰した(a)SST 偏差、(b)降水量偏差。等値線は(a) $\pm 0.1, \pm 0.2, \dots$ °C、(b) $\pm 0.5, \pm 1, \dots$  mm/day に対応し、実線(破線)が正(負)偏差を示す。陰影は 95%有意水準を満たす領域。(b)の矢印は 10m 風偏差で、東西風または南北風が 95%有意水準を満たす。

に弱いものの有意な偏差が存在しているが、対流活発化に対応する低温偏差であり、SST 偏差が対流活動偏差を強制しているのではなく、むしろ活発化した対流活動の結果として海洋が冷やされたことを示す。JF 平均降水量および 10m 風の回帰偏差をみると、強い降水量偏差や風偏差はオーストラリア北部に局在しており、AUSM 活発時には AUSM に伴う循環や降水が強化されていることがわかる(図 3b)。熱帯に有意な SST 偏差がみられないこと、そして降水量や循環の偏差がオーストラリア北部に局在化していることは、この変動が AUSM の内部変動であることを示唆している。

### 4. 遠隔影響の循環偏差パターン

JF 平均の循環場を AUSM 指数に回帰することで、AUSM 変動からの遠隔影響を調査した。図 4 は 300hPa 流線関数の回帰偏差である。対流活動偏差が南半球側にあるにも関わらず、有意な偏差が北半球側にも広がっている。特に北西太平洋では、華南に中心をもつ高気圧性循環偏差、日本の東に中心をもつ低気圧性循環偏差、オホーツク海の北に中心をもつ高気圧性循環偏差が、海洋大陸の北側から極東域へ連なる波列パターンを構成している。また、それに伴う北東向きの波活動度フラックスが熱帯からの影響を示唆している。

500hPa 高度場の回帰偏差をみると、300hPa 流線関数偏差場でみられた波列の日本の東とオホーツク海の北の二つの極に対応して、双極子状の

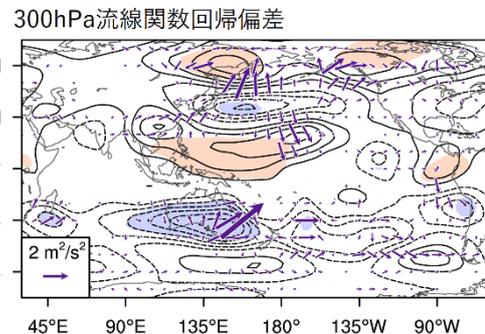


図 4：AUSM 指数に回帰した 300hPa 流線関数偏差。等値線は $\pm 5, \pm 10, \dots \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ に対応し、実線(破線)が正(負)偏差を示す。陰影は 95%有意水準を満たす領域。矢印は Takaya and Nakamura (2001) の波活動度フラックス。

偏差パターンが明瞭である(図 5a)。この偏差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西太平洋(WP)パターンに類似している(Wallace and Gutzler, 1981; Tanaka et al., 2016)。実際、あとで示すように、日本の東に広がる低気圧偏差は下層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 5b は JF 平均 500hPa 高度場の経年変動のうち AUSM 指数によって説明される分散の割合を各点ごとに評価したものである。北西太平洋において説明分散が特に大きく、最大で 30%以上の変動を AUSM 変動が説明する。これは、同様の計算を Niño3.4 指数を用いて行った場合と比較しても大きく(図省略)、AUSM 変動が北西太平洋の高度場に与える影響が無視できないほど大きいことを示す。

AUSM 変動から北西太平洋へのテレコネクションのさらなる検証のため、LBM を用いた実験を行った。JRA-55 の JF 平均気候値を基本場とし、AUSM 指数に回帰した JRA-55 の非断熱加熱偏差を熱源として与えた。ただし、熱源を与える範囲

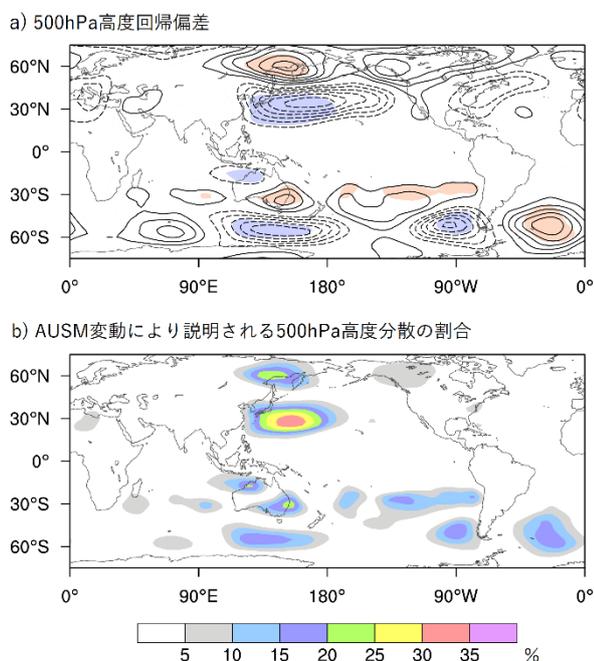


図 5 : (a)AUSM 指数に回帰した 500hPa 高度偏差。等値線は $\pm 3, \pm 6, \dots$  m に対応し、実線(破線)が正(負)偏差を示す。陰影は 95%有意水準を満たす領域。(b) JF 平均 500hPa 高度場の経年変動の分散のうち、AUSM 指数によって説明される割合。

はオーストラリア北部周辺( $30^{\circ}\text{S}-0^{\circ}, 105^{\circ}-165^{\circ}\text{E}$ )のみとした(図 6a)。500hPa 高度場の定常応答では、観測でみられた WP パターン的な偏差場がよく再現されている(図 6b)。AUSM 変動に伴うオーストラリア北部の非断熱加熱偏差が北西太平洋へのテレコネクションパターンを形成しうることを示された。

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) に基づいてロスビー波源の解析を行った。その結果、オーストラリア北部の活発化した対流活動に伴う上空の発散風が赤道を越えて東アジア上空に達する際に、気候値として強い渦度勾配を伴う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明らかになった(図省略)。

## 5. 東アジアの気温や降水量への影響

WP パターン的な循環偏差は冬季東アジアモンスーンを変調させ、東アジアの気温や降水量に影響を与える。図 7a に AUSM 指数に回帰した地表気温・SST 偏差と 10m 風偏差を示す。日本の東の低気圧偏差に伴い、東アジアでは北西季節風が強まり、朝鮮半島から日本(特に西日本)付近にかけ

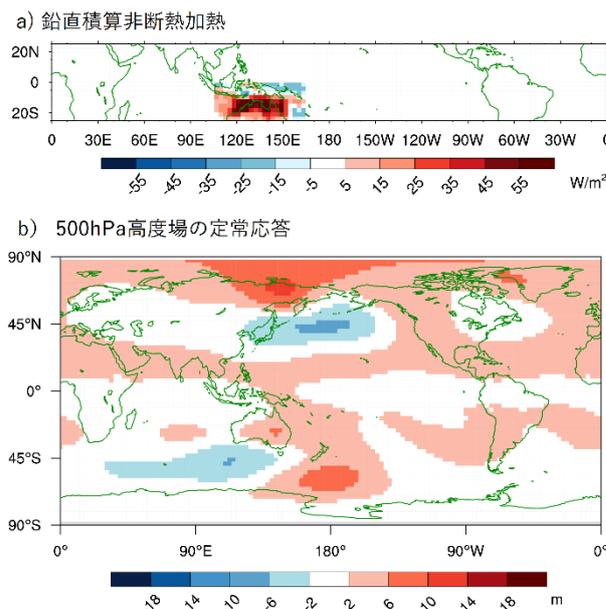
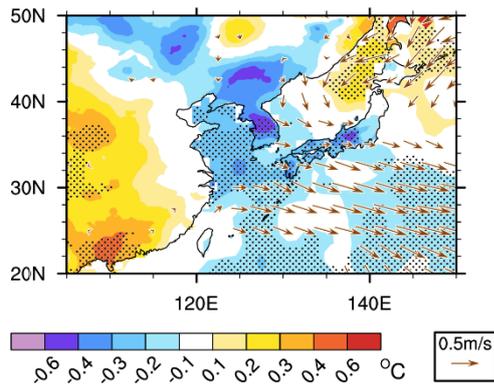


図 5 : (a)LBM に与えた非断熱加熱の鉛直積算。正(負)値は加熱(冷却)を意味する。(b) (a)の加熱の定常応答として得られた 500hPa 高度場。

a) 地表気温・SST・10m風回帰偏差



b) 降水量回帰偏差

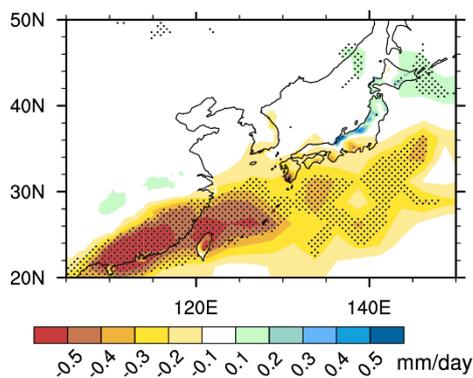


図 7: (a) AUSM 指数に回帰した(陸域)地表気温偏差と(海域)SST 偏差。(b)AUSM 指数に回帰した降水量偏差。陸域は APHRODITE, 海域は CMAP を用いている。ハッチは 90%有意水準を満たす領域。(a)の矢印は 10m 風偏差で, 東西風または南北風が 90%有意水準を満たす。

て有意な低温偏差がみられる。また, 華南では有意な高温偏差がみられる。

図 7b に示した降水量偏差をみると, 華南から台湾, 日本の南にかけて東西に広がる有意な少雨偏差がみられる。これはオーストラリア上空からの発散風が収束し下降流を形成する地域に対応している。一方, 東北から北陸にかけての日本海側では, 北西季節風の強化に対応して多雨(多雪)偏差がみられる。これらの偏差の振幅は Niño3.4 SST 偏差への回帰偏差の振幅と同程度であり(図省略), AUSM の経年変動が冬季東アジアの気候へ無視できない影響を及ぼすことが示された。

## 6. 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, オーストラリア北部の JF 平均降水量をもとに AUSM の活動度を指標化し(図 2), その経年変動が熱帯 SST 変動と相関をもたないことを示した(図 3a)。これは Hendon et al. (2012) と整合する結果である。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 4), 北西太平洋に WP パターン的な偏差場が形成されることが分かった(図 5)。このテレコネクションパターンは, オーストラリア北部に熱源を与えた LBM 実験でもよく再現された(図 6)。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にも影響する。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まり, 朝鮮半島から日本付近には低温傾向がみられた(図 7a)。また, 華南から日本の南岸にかけては少雨傾向, 東北から北陸の日本海側では多雨(多雪)傾向がみられた(図 7b)。本研究で着目した AUSM 変動は, AUSM に内在する内部変動であると考えられ, 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ことがわかった。

## 参考文献

- 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.
- Kajikawa, Y., B. Wang, and J. Yang, 2010: A multi-time scale Australian monsoon index. *Int. J. Climatol.*, 30, 1114–1120.

- 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
- 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, 608–627.
- 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.