

# 夏季オーストラリアモンスーンの変動が 日本付近の冬の天候に及ぼす遠隔影響

\*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)

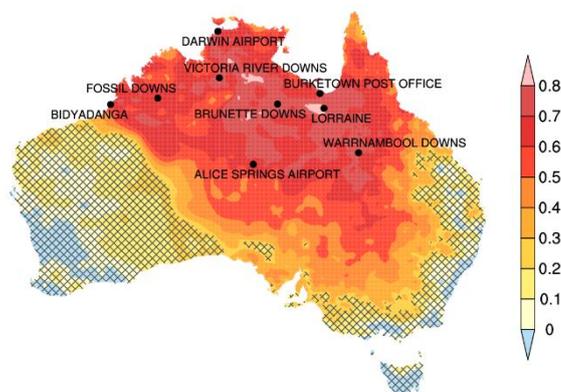
## 1. 夏季オーストラリアモンスーン (AUSM)

オーストラリア北部での降水量の季節変化は、明瞭な雨季(11~4月頃)と乾季(5~10月頃)を示す。特に雨季のうち、東風である貿易風が反転してモンスーン西風が卓越する期間には、年降水量の半分ほどの降水がもたらされる。この西風、あるいはそれが卓越する期間や現象のことを夏季オーストラリアモンスーン (AUSM) といい、典型的に12月後半に始まり、3月はじめ頃まで続く (Holland 1986; Hendon & Liebman 1990; Suppiah 1992; Drosowsky 1996; Kajikawa *et al.* 2010)。

エルニーニョ・南方振動 (ENSO) など熱帯の海面水温 (SST) 変動と AUSM との関係については、以前からよく調査されてきた。例えば、AUSM 期間の日数や夏季 (12~2月) の降水量が La Niña 年に多い傾向にあることが指摘されている (Drosowsky 1996; Evans *et al.* 2014; Risbey *et al.* 2009) が、これらの ENSO との相関が弱いと述べる研究も存在する (Holland 1986; McBride & Nicholls 1983)。このように、ENSO からの影響の大きさが研究により異なることには、いくつかの理由があると考えられる。一つは、ENSO が AUSM に及ぼす影響に長期変動が存在することである。AUSM と ENSO との間の負相関は、太平洋数十年規模変動 (IPO) が負位相のときに強く、IPO が正位相のときに不明瞭となることが知られている (Power *et al.* 1999; 2006; Cai *et al.* 2010; Heidemann *et al.* 2022)。別の理由として、ENSO からの影響が季節内で弱まることが挙げられる。La Niña 年の AUSM の開始日は El Niño 年よりも早い傾向にあるが、終了日は ENSO との相関が弱い (Holland 1986; Drosowsky 1996; Kajikawa *et al.* 2010; Evans *et al.* 2014)。また、AUSM の定義の仕方も研究により異なり、これも結果の違いを生む要因となる。いずれにせよ、ENSO から AUSM への影響は、有意であったとしても支配的ではない。

オーストラリア北部の降水量の ENSO との相関は南半球の春に高く、ENSO がピークを迎える夏にはむしろ弱いことが知られている (Risbey *et al.* 2009; Hendon *et al.* 2012; Sekizawa *et al.* 2018; 2023)。Hendon *et al.* 2012 は、これをオーストラリアの北西沖の熱帯南東インド洋上の卓越風向の違いで説明した。貿易風 (東風) が卓越する春には、オーストラリア北部で活発化した対流活動の応答としての西風偏差は、熱帯南東インド洋上の海上風速を弱め、暖水偏差を形成し、活発化した対流活動を維持する。つまり、風-蒸発-海面水温 (WES) フィードバックが可能である。一方で、モンスーン西風が卓越する夏には、西風偏差は海上風速を強め、冷水偏差を形成し、活発化した対流活動を維持することができない。ところが、実際には夏でも降水量の経年変動

(a) 9観測点(●)に基づくAUSM指数とJF降水量との間の相関係数



(b) AUSM指数 (■) & Niño-3.4指数 (—)

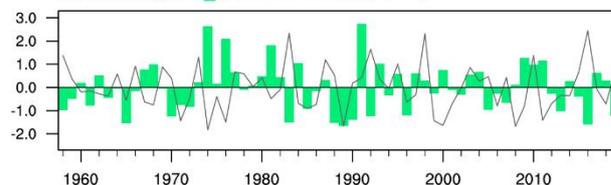


図1: (a) AUSM 指数の定義に用いた9観測点(点)と、AUSM 指数とJF平均降水量(陰影; AWAP, 1958~2016)との間の相関係数。ハッチは信頼水準95%未満の領域。(b) 規格化した線形トレンド除去済みのAUSM指数(棒)とNiño-3.4指数(線; HadISST)。Sekizawa *et al.* (2021) Fig. 1より引用、一部改訂。

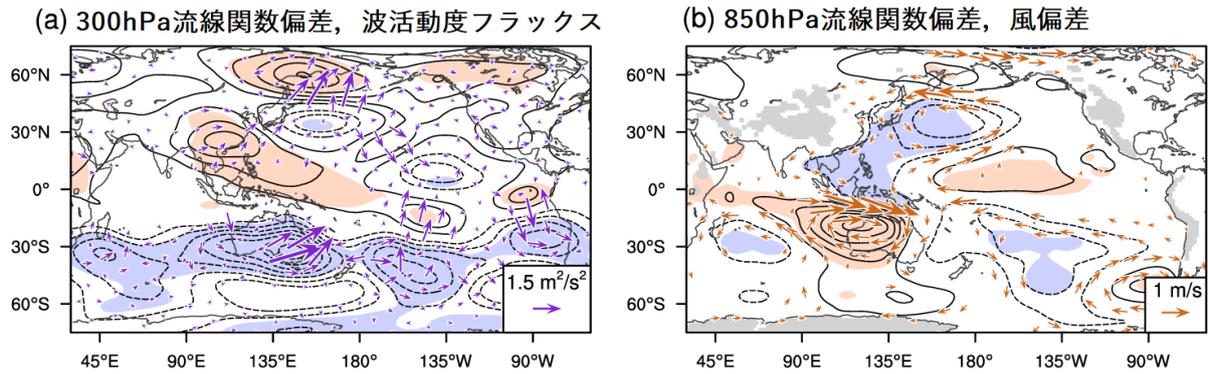


図 2 : (a) AUSM 指数に回帰した JF 平均 300hPa 流線関数偏差 (等値線;  $5 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  間隔) と波活動度フラックス (矢印; Takaya & Nakamura 2001), (b) AUSM 指数に回帰した JF 平均 850hPa 流線関数偏差 (等値線;  $3 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  間隔) および風偏差 (矢印)。実線と破線はそれぞれ正と負の偏差を示し, 0 線は省いている。陰影は流線関数偏差が信頼水準 95% を超える領域。いずれも JRA-55 (1958~2019) に基づく。Sekizawa *et al.* (2021) Fig. 3 より引用, 一部改訂。

は大きく, 主に風—蒸発—対流活動フィードバックを通して維持される内部変動が卓越する (Sekizawa *et al.* 2018; 2023)。

ENSO にもなう熱帯の降水偏差が中高緯度への遠隔影響を及ぼすように (例えば Hoskins & Karoly 1981; Alexander *et al.* 2002), AUSM の経年変動に卓越する内部変動も中高緯度への遠隔影響を及ぼしうる。Sekizawa *et al.* (2021) は AUSM の経年変動が日本を含む東アジアや北西太平洋域の冬の天候に及ぼす影響を調査した。ここではその結果を紹介する。

## 2. AUSM 変動にもなう遠隔影響

本研究では 1958 年から 2019 年まで (62 年間) の 1~2 月 (JF) 平均を解析対象とした。AUSM の強さの経年変動の指標として, 図 1a に示すオーストラリア北部の 9 つの観測地点における JF 平均降水量を用いた (図 1b)。JF 平均の AUSM 指数と Niño-3.4 指数との相関係数は  $-0.25$  であり, 信頼水準 95% で有意であるものの, 説明分散比にして 1 割に満たない。よって, たしかに ENSO は AUSM に影響を及ぼすが, AUSM の経年変動の支配的な要因ではなく, 内部変動が卓越することを示唆する (ENSO もどきやインド洋ダイポールとの関係も弱い)。以降, AUSM 指数への回帰偏差は, 線形トレンドを除去した AUSM 指数の 1 標準偏差で規格化したものを示し, 平年より強い AUSM 年に典型的な偏差を表す。

図 2 は AUSM 指数に回帰した 300 hPa および 850 hPa 流線関数偏差である。オーストラリア周辺では,

活発化した対流活動への第一傾圧的な応答として, 対流圏下層の低気圧性循環偏差と上層の高気圧性循環偏差とのペアが形成される。中高緯度に着目すると, 対流活動偏差が主に南半球に位置するにもかかわらず, 北西太平洋域に有意な偏差がみられる。対流圏上層では海洋大陸から極東域への波列パターンがみられ, 北東向きの波活動度フラックスはロスビー波の伝播を示唆する (図 2a)。極東域の等価傾圧的な南北双極子状の循環偏差は, 冬季東アジアモンスーンを強化することで知られる正の西太平洋 (WP) パターン (Wallace & Gutzler 1981; Takaya & Nakamura 2013; Tanaka *et al.* 2016) に非常によく似ている。実際, JF 平均の AUSM 指数と WP 指数との間の相関係数は  $+0.43$  であり, これは Niño-3.4 指数と WP 指数との間の相関係数  $-0.32$  よりも絶対値として大きい。

WP パターン的な循環偏差は, 東アジア域に有意な気温や降水量の偏差をともなう (図 3)。AUSM が平年より強い年には, 日本の東海上に形成される低気圧偏差にともない, 北西季節風が強化する (図 3a)。これと整合して, 朝鮮半島や西日本の周辺とその南東海上で有意な低温偏差がみられる。一方, オホーツク海周辺では有意な高温偏差がみられる。降水量については, 華南から東シナ海, 本州南岸に少雨偏差が, 中部日本海側に多雨 (多雪) 偏差がみられる (図 3b)。また, オホーツク海周辺の高温偏差と東風偏差に整合して, オホーツク海の海氷面積の有意な減少もみられる [図省略]。

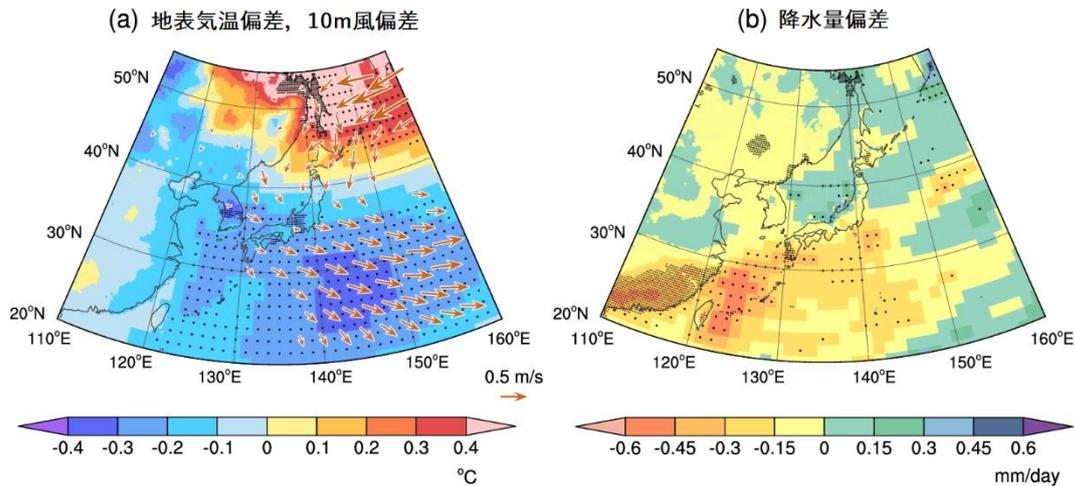


図 3 : (a) AUSM 指数に回帰した JF 平均地表気温偏差 (陰影; 陸域: APHRODITE, 1961~2015, 海域: JRA-55, 1958~2019) と 10 m 風偏差 (矢印; JRA-55, 1958~2019), (b) AUSM 指数に回帰した JF 平均降水量偏差 (陰影; 陸域: APHRODITE, 1958~2015, 海域: JRA-55, 1958~2019)。点描は地表気温または降水量偏差が信頼水準 90%を超える領域。Sekizawa *et al.* (2021) Fig. 6 より引用, 一部改訂。

### 3. 線形傾圧モデル (LBM) による検証

オーストラリア北部の対流活動偏差による北西太平洋域への遠隔影響を検証するため, Watanabe & Kimoto (2000) の線形傾圧モデル (LBM) を用いた数値実験を行った。LBM の基本場には JRA-55 の JF 平均気候平均場を, 強制には JRA-55 の非断熱加熱の AUSM 指数に対する JF 平均回帰偏差をオーストラリア北部周辺にのみ与えて時間積分を行った。ここでは, 積分開始の 31 日後から 45 日後までで平均した応答を定常応答とみなす。

オーストラリア北部周辺の加熱に対する応答として, WP パターン的な南北双極子状の高度場応答が得られた (図 4a)。作用中心がやや北偏しているものの, LBM 実験は再解析に基づく回帰解析から得られた WP パターン的な循環偏差場をよく再現している。より詳細な解析から, この赤道を越える遠隔影響が次のようなメカニズムで生じることが明らかとなった。AUSM が平年より強い (弱い) 年には, 海洋大陸上のローカルなハドレー循環, すなわちオーストラリア北部からの対流圏上層の北向きの発散風が平年よりも強化 (弱化) し, 北半球の亜熱帯ジェット気流への負渦度輸送が増大 (減少) する。これが, 亜熱帯ジェット気流に沿った準停滞性ロスビー波を励起する。Tanaka *et al.* (2016) が指摘したように, WP パターンは傾圧性の高い気候平均場からのエネルギー変換を通して維持, 強化される力学モー

ドとしての性質をもつ。したがって, 亜熱帯ジェット気流沿いのロスビー波が北西太平洋域に伝播すると, WP パターン的な循環偏差が選択的に成長していく。

オーストラリア北部の対流活動偏差だけでなく, 図 3b にみられる華南の降水偏差も循環偏差を強制しうる。また, AUSM が強い (弱い) 年には, WP パターン的な高度偏差の節にあたる東風偏差 (西風偏差) 領域で移動性擾乱活動が弱化 (強化) する傾向がみられ [図省略], これも JF 平均偏差場を維持するフィードバック強制としてはたらく可能性がある。これらを検証するために, LBM の強制として華南周辺の非断熱加熱偏差を与えた実験と, 中緯度北太平洋上の 8 日以内の短周期擾乱による渦度および熱フラックス収束の JF 平均回帰偏差を与えた実験も行った。これら二つの実験は, どちらも正の WP パターンに射影をもつ応答を示す (図 4b, c)。華南の降水減少も中緯度北太平洋上の移動性擾乱活動の弱化も, ローカルなハドレー循環や中緯度偏西風の変化を通して, オーストラリア北部の対流活動偏差に対する応答として形成されるものと解釈できる。つまり, オーストラリア北部の対流活動偏差からの直接的な遠隔影響に加えて, これらが二次的な強制としてはたらくことで, WP パターン的な循環偏差がさらに強化されると考えられる。

### LBM実験における500hPa高度の定常応答

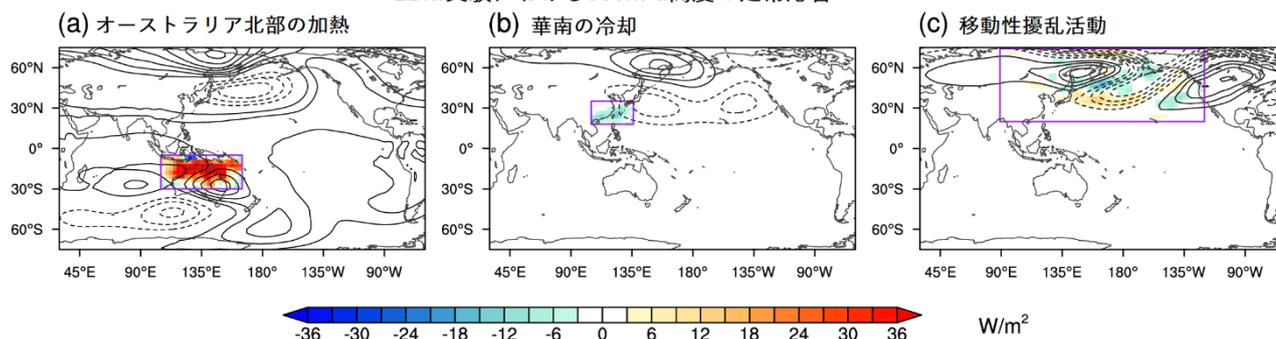


図4：LBM 実験における 500 hPa 高度の定常応答（等値線；1.5 m 間隔）と、熱的強制の鉛直積算加熱率（陰影）。実線と破線はそれぞれ正と負の高度応答を示し、0 線は省いている。紫枠は強制を与えた領域を示す。(a) オーストラリア北部周辺の非断熱加熱の JF 平均回帰偏差を与えた実験。(b) 華南周辺の非断熱加熱の JF 平均回帰偏差を与えた実験。(c) 8 日以内の短周期擾乱による渦度および熱フラックス収束の JF 平均回帰偏差を与えた実験。Sekizawa *et al.* (2021) Fig. 8 より引用，一部改訂。

## 4. まとめ

AUSM の経年変動には、ENSO など熱帯 SST 変動からの影響が比較的弱く、内部変動が卓越することが知られている。本研究では、AUSM 変動にともなう中高緯度への遠隔影響を、再解析データに基づく回帰解析や LBM 実験を通して調査した (Sekizawa *et al.* 2021)。

AUSM が平年より強い（弱い）年には、北西太平洋域に正の（負の）WP パターンが形成される。冬季東アジアモンスーンの強化（弱化）にともない、朝鮮半島から西日本周辺に低温（高温）偏差が、中部日本海側に多雪（少雪）偏差がもたらされる。一方で、オホーツク海周辺では平年より高温（低温）となり、海氷面積が縮小（拡大）する傾向にある。

この赤道を越える遠隔影響は、海洋大陸上のローカルなハドレー循環の変調によってもたらされる。オーストラリア北部での対流活動が強化（弱化）すると、赤道を越えて東アジアへ到達する対流圏上層の発散風が強まり（弱まり）、これが北半球の亜熱帯ジェット気流上のロスビー波源としてはたらく。励起されたロスビー波が北西太平洋上に伝播すると、気候平均場からのエネルギー変換を通して正（負）の WP パターンの南北双極子状の循環偏差が形成される。また、華南における降水量の減少（増加）や、中緯度北太平洋上の移動性擾乱活動の弱化（強化）も、正（負）の WP パターンを増幅するようにはたらく。

## 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. Climate*, **15**, 2205–2231.
- Cai, W., P. van Rensch, T. Cowan, and A. Sullivan, 2010: Asymmetry in ENSO teleconnection with regional rainfall, its multidecadal variability, and impact. *J. Climate*, **23**, 4944–4955.
- Drosowsky, W., 1996: Variability of the Australian summer monsoon at Darwin: 1957–1992. *J. Climate*, **9**, 85–96.
- Evans, S., R. Marchand, and T. Ackerman, 2014: Variability of the Australian monsoon and precipitation trends at Darwin. *J. Climate*, **27**, 8487–8500.
- Heidemann, H., J. Ribbe, T. Cowan, B. J. Henley, C. Pudmenzky, R. Stone, and D. H. Cobon, 2022: The influence of interannual and decadal Indo-Pacific sea surface temperature variability on Australian monsoon rainfall. *J. Climate*, **35**, 425–444.
- Hendon, H. H., and B. Liebmann, 1990: A composite study of onset of the Australian summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2227–2240.
- 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.
- Holland, G. J., 1986: Interannual variability of the Australian summer monsoon at Darwin: 1952–82. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 594–604.
- 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.
- McBride, J. L., and N. Nicholls, 1983: Seasonal relationships between Australian rainfall and the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1998–2004.

- Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. Mehta, 1999: Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Climate Dyn.*, **15**, 319–324.
- Power, S., M. Haylock, R. Colman, and X. Wang, 2006: The predictability of interdecadal changes in ENSO activity and ENSO teleconnections. *J. Climate*, **19**, 4755–4771.
- Risbey, J. S., M. J. Pook, P. C. McIntosh, M. C. Wheeler, and H. H. Hendon, 2009: On the remote drivers of rainfall variability in Australia. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3233–3253.
- 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.
- 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.
- Sekizawa, S., H. Nakamura, and Y. Kosaka, 2023: Interannual variability of the Australian summer monsoon sustained through internal processes: wind-evaporation feedback, dynamical air-sea interaction and soil moisture memory. *J. Climate*, **36**, 983–1000.
- Suppiah, R., 1992: The Australian summer monsoon: a review. *Prog. Phys. Geogr.*, **16**, 3, 283–318.
- 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.
- 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.
- 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.