熱帯対流活動変動に伴う冬季北太平洋域への遠隔影響

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

1. はじめに

熱帯の 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及ぶことが知られている (Hoskins and Karoly, 1981; Hoerling and Kumar, 2002)。特に,熱帯における支配的な大気海洋結 合変動であるエルニーニョ・南方振動(ENSO) に関しては,世界各地の天候に及ぼす影響が経験 的に知られている。例えば,ENSO が極大を迎え る冬季の日本付近では,エルニーニョ(ラニーニ ャ)時に高温(低温)になる傾向が知られている (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 点でも重要である。

ENSO のシグナルは,北半球冬季 (DJF) 平均 した熱帯 (20°S~20°N) SST 変動についての経験 直交関数第1モード (EOF1) として抽出され (図 1 a),対応する主成分時系列 (SST PC1) はエルニ ーニョ監視指数として広く用いられている Niño 3.4 SST との間に-0.99 の相関係数をもつ (図 1 b; 本研究ではラニーニャに対応する位相を正の PC1 とする)。SST PC1 に線形回帰した外向き長波放射



図 1:熱帯(20°S~20°N)域における DJF SST 変動の EOF1。(a) PC1 に回帰した SST 偏差,および(b) PC1。 (a) 黒の実線(破線)は正(負)偏差(±0.2,±0.4,±0.6, …°C)。陰影は信頼限界 95%で有意な偏差。オレンジ の点線は EOF 解析領域。

(OLR) 偏差は、中部赤道太平洋と海洋大陸周辺に振幅の極大をもつダイポールパターンを示し
(図 2)、海洋大陸・豪州周辺(30°S~20°N, 90°E~150°E; 図 2 中の青枠)で領域積分した全 OLR
分散の 42.6% を占める。

このように、熱帯対流活動の経年変動に ENSO が与える影響は確かに大きい。しかし、それでも 海洋大陸周辺においては全変動の約4割に過ぎず、 ENSO 以外の経年変動も同程度寄与することを意 味する。その中には、熱帯の SST 変動の強制を受 けない対流活動変動が存在する可能性がある。も しそのような変動が存在し、中高緯度の天候に遠 隔影響を及ぼすとすれば、熱帯変動がもたらす季 節予測可能性に干渉することになるだろう。

そこで本研究では,観測および再解析データの 解析により,熱帯 SST 変動とは独立な対流活動の 経年変動に伴う熱帯から冬季北太平洋への遠隔 影響を同定し,さらにその遠隔影響の日本付近の 天候に対する相対的重要性を ENSO に伴う遠隔影 響と比較して評価する。

2. データ・解析手法

熱帯の対流活動変動の指標として, NOAA Interpolated OLR を用いた。SST には HadISST を 用い, 大気再解析データとして気象庁の JRA-55 を用いた。また, MJO の指標として Real-time



0 30E 60E 90E 120E 150E 180 150W120W 90W 60W 30W 0

図 2:熱帯 SST PC1 (図 1b) に回帰した DJF OLR 偏差。黒の実線(破線)が正(負)偏差(±3,±6,±9, …Wm⁻²)。陰影は信頼限界 95%で有意な偏差。青 枠は分散比の評価領域。

Multivariate MJO (RMM) 指数(Wheeler and Hendon, 2004)を用いた。西日本の気温偏差デー タは気象庁ウェブページから取得し用いた。すべ ての変数について,解析には DJF 平均したものを 用い,解析期間は 1979/80~2011/12 の 33 冬とし た。この 33 冬の気候平均と線形トレンドを除く ことで偏差を求め,解析に用いた。

本研究では熱帯 SST 変動と独立な対流活動変 動に着目するため,各変数に対して熱帯 SST 変動 に相関しない変動成分の抽出を行った。その手順 は以下の通りである。まず,熱帯域(20°S~20°N) で DJF 平均 SST の EOF 解析を行い,第1~第5 PC 時系列(積算寄与率 85%)に対する各変数の線形 回帰偏差を求め,それらに基づく各冬の偏差を差 し引いた残差を熱帯 SST 変動と独立な変動成分 とした。以降,各変数について,残差として得ら れた変動を残差変動と呼び,接頭辞 R-をつけて R-xxx (R-OLR, R-SST など)と表すことにする。





図 4: R-OLR の熱帯インド洋。太平洋域における (a) PC1 に回帰した OLR 偏差および (b) PC1。

(a) 等値線は±3,±6,±9,…Wm⁻²に対応し,実線(破線)が正(負) 偏差を表す。陰影は信頼限界 95%で 有意な偏差。オレンジの点線は EOF 解析領域。青枠 は図2に同じ。 3. 熱帯 SST 変動に強制されない対流活動変動

熱帯 SST 変動の影響を除去した残差 OLR 偏差 (R-OLR)の標準偏差を示したものが図3である。 熱帯 SST 変動の影響を除去しても, 海洋大陸周辺 にはなお大きな変動が残っている。R-OLR に対し て, その変動が大きい熱帯インド洋・太平洋域 (20°S~20°N, 30°E~70°W) について EOF 解析 を行い、その第1モード(R-OLR EOF1)を主要 な変動として抽出した(図4)。R-OLR EOF1は, ENSO に伴う OLR 偏差と同様に中部赤道太平洋 と海洋大陸周辺に正負の極大をもつが, ENSO に 伴う変動とは異なり,熱帯赤道太平洋上の正偏差 は相対的に弱い。したがって、ダイポールパター ンというよりは、海洋大陸周辺に極大をもつモノ ポール状の偏差パターンとなっている。また、海 洋大陸・豪州周辺 (30°S~20°N, 90°E~150°E; 図 2, 図3および図4a 中の青枠)で領域積分した分 散の(熱帯 SST 変動に伴う成分を含んだ)全分散 に対する寄与率は 12.6 % であり、これは SST EOF1 に抽出された ENSO に伴う OLR 分散の約 1/3の大きさであって無視できない。



図 5: R-OLR の PC1 に回帰した R-SST 偏差(±0.05, ±0.1,±0.15,…℃;実線(破線)が正(負)偏差)。 陰影は信頼限界 95%で有意な偏差。



図 6: DJF 平均 RMM1 と RMM2 をそれぞれ $\cos \varphi$, sin φ で重みづけして線形結合したものと R-OLR PC1 との相関係数。横軸は φ 。信頼限界 95%(絶対 値 0.344)で有意な相関はない。

R-OLR EOF1 が熱帯 SST 変動に強制されていな いことを確認するため, **R-OLR PC1** に対して線形 回帰した **R-SST** 偏差を調べた(図 5)。熱帯に顕 著な偏差を持たず,その振幅は高々0.1℃ 程度と 小さい。スマトラ島沖に振幅は小さいものの有意 な負偏差がみられるが,ここは対流強化域にあた り,SST 偏差が局所的な対流活動偏差を強制した とは考えにくい。

さらに, MJO との関係を調べるために, 季節平 均した RMM インデックスと R-OLR PC1 との相関 係数を評価した(図 6)。 RMM 指数は RMM1 と RMM2 の組み合わせで表され, ここでは RMM1 と RMM2 を任意の位相で線形結合したものと R-OLR PC1 との相関係数を計算した。位相約 45° において相関が最大(0.308)となるものの, 信頼 限界は 95%未満であり,かつ R-OLR PC1 の分散 の 9.5% しか説明できない。したがって, RMM 指 数で表現される典型的な MJO の R-OLR EOF1 へ の寄与は無視できるほど小さいと言える。

4. 遠隔影響の循環偏差パターン

R-OLR EOF1 として抽出された残差対流活動変 動の中高緯度域への遠隔影響を調べるために,残 差変動成分の大気偏差場(R-xxx)を R-OLR PC1 に線形回帰した。また,熱帯 SST 変動の影響を取 り除く前の大気偏差場を熱帯 SST の PC1 時系列 (SST PC1)に線形回帰したものを ENSO に伴う 遠隔影響として比較する。いずれについても,回 帰偏差図は海洋大陸付近で対流活動が強化され る位相に対応し,振幅は PC1 時系列の単位標準偏



図7: (a) R-OLR PC1 に回帰した 300hPa 流線関数偏差(±0.5,±1,±1.5,...×10⁶ m² s⁻¹)。実線(破線)が正(負) 偏差に対応。陰影は信頼限界95%で有意な偏差。紫の実線は気候平均の300hPa 西風(30,60 ms⁻¹),斜線は熱 帯の対流活発化域。

(b) (a)と同様。ただし、SST PC1 に回帰した偏差($\pm 1, \pm 2, \pm 3, \dots \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)。



図 8: (a) R-OLR PC1 に回帰した 850hPa 流線関数偏差 (±3,±6,±9,...×10⁵ m² s⁻¹)。実線(破線)が正(負)偏 差に対応。陰影は信頼限界 95%で有意な偏差。斜線は熱帯の対流活発化域。 (b) (a)と同様。ただし, SST PC1 に回帰した偏差。



図 9:(a) R-OLR PC1 に回帰した 850 hPa 気温(等値線)および風速(ベクトル) 偏差。等値線は±0.2,±0.4,±0.6, … ℃を表し,実線(破線)が正(負) 偏差に対応。陰影は信頼限界 95%で有意な偏差。風偏差ベクトルは東 西または南北いずれかの成分が信頼限界 95%で有意なもののみ示す。斜線は熱帯の対流活発化域。 (b)(a)と同様。ただし,SST PC1 に回帰した偏差。

差あたりの大きさである。

図7にて明らかなように、両者の遠隔影響に伴う対流圏上層の流線関数偏差に共通したシグナルとして、対流活発域のすぐ北方の中国南部 (25°N, 110°E付近)を中心とする松野-Gill応答

(Matsuno, 1966; Gill, 1980) 的な高気圧性偏差が 確認できる。しかし、その下流側の偏差パターン は大きく異なっている。残差変動に伴う遠隔影響 のシグナルは(図7a),日本からその東方にかけ ては低気圧性偏差,カムチャツカ半島からベーリ ング海にかけては高気圧性偏差(それぞれ 35°N, 140°E および 60°N, 170°E 付近)を伴い、海洋大 陸の北方の高気圧性偏差から連なる波列パター ンを構成している。実際、付随するロスビー波の 活動度フラックス(Takaya and Nakamura, 2001) は北東向きで,熱帯の対流活動偏差を起源とする 遠隔影響を示唆する。これに対し, ENSO に伴う 遠隔影響のシグナルは(図7b),北西太平洋域に 明瞭な波列構造や北東向きの波活動度フラック スを示さず,むしろ北東太平洋において(東偏し た) PNA パターンのような波列が顕著である。こ の違いは, R-OLR EOF1 が海洋大陸周辺に局在化 したモノポール状の対流活動偏差を示す(図4a) のに対して, ENSO に伴う対流活動偏差は中部赤 道太平洋に逆符号の顕著な対流偏差をもってお り(図2),符号が異なる2か所の強制に対する応 答が干渉していることによるものと推察される。

対流圏下層の流線関数偏差(図 8)では,海洋 大陸周辺の対流活発化に対する松野-Gill 応答と して,赤道をはさんで南北に位置する低気圧性偏 差(20°S, 100°E および 10°N, 100°E 付近)が両 者に共通してみられるが, ENSO に伴う遠隔影響 では北半球側の低気圧性偏差がフィリピン東方 沖(約 150°E)まで拡がるという特徴をもつ(Wang et al., 2000)。さらに,上層と同様に,中高緯度の 循環偏差は二つの遠隔影響パターンで大きく異 なる。残差変動に伴う遠隔影響では,日本付近か ら中緯度北太平洋上を広く覆うように低気圧性 偏差が分布するのに対し,ENSO に伴う遠隔影響 では日本付近には有意な循環偏差がみられない。

850 hPa 風および気温偏差(図 9)に着目すると, どちらの遠隔影響でも西日本を中心として低温 偏差・北西季節風強化となっている。しかし,そ の振幅は海洋大陸上の OLR 偏差が ENSO に伴う 場合の方が2倍以上強いにも拘わらず(図 2,図 4 a),対応する気温偏差については同程度に過ぎ ず,北西季節風の強化は残差変動に伴う遠隔影響 の方がより顕著である。このことは,R-OLR PC1 で表される熱帯 SST 変動の強制を受けない対流 活動変動が,冬季東アジアの季節予測可能性を著 しく制限していることを意味する。

5. 西日本の気温への影響

図9において、二つの遠隔影響に伴う850 hPa 気温偏差はともに西日本に極大をもっていた。そ こで、個々の年について二つの遠隔影響がどう表 れているかを、冬季西日本の気温偏差と両PC1と の関係として調べた。熱帯SSTPC1のR-OLRPC1 各々について、上位・下位10年ずつを高指数・ 低指数年としてそれぞれ選び、表1にまとめた。 例えば、1999/2000年の冬は、SSTPC1が2位 (+1.31)、R-OLRPC1が7位(+0.82)であったの で、ともに高指数年に該当し、表の右上の欄に含 まれる。どちらの指数も熱帯北西太平洋上で対流 活動が活発な位相を正としており、表の右上や左 下に分類される年は両者の遠隔影響が同符号の 気温偏差を西日本にもたらし、左上や右下の年は 両者の影響が相殺する傾向にある。

西日本の気温偏差の上位 10 年(暖冬年) は経 験的に知られているとおりエルニーニョ年(SST PC1 の下位 10 年) に多かったことがわかる。し かし,特に暖かかった3年は,エルニーニョでは なく残差対流活動変動に伴う遠隔影響が負の位 相であった年(R-OLR PC1 の下位 10 年) に分類 される。特に,1988/89 年はラニーニャにも拘わ らず顕著な暖冬年となっており,このとき ENSO の遠隔影響が残差変動に伴う遠隔影響に打ち消 される傾向にあった。一方,西日本の気温偏差の 下位 10 年(寒冬年) も経験的な傾向どおりラニ

-				
		ENSO (SST PC1)		
		エルニーニョ(ー)		ラニーニャ(+)
SST-uncorrelated (R-OLR PC1)	+	1995	1991, 1994, 1997, 2009	1981, 1984, 2000, 2001, 2011
		1983, 1987, 1988, 1992, 1998, 2003, 2010	1980, 1982, 1996, 2012	1986 , 1999
	_	2005, 2007	1990, 1993, 2002, 2004, 2006	1985, 1989 , 2008

表 1:1979/80~2011/12 年の各冬を R-OLR PC1, SST PC1 の順位によって分類した表(1月の年で示す)。そ れぞれ上位 10 年を高指数(+)の年,下位 10 年を低 指数(-)の年としている。赤字(青字)は西日本の 平均気温が高かった(低かった)10 年を示し,太字は 特に顕著だった年(上位または下位 3 年)を示す。

ーニャ年に多かったが、特に寒かった3年のうち 2年は、ラニーニャでかつ正位相の残差変動に伴 う遠隔影響のときに現れていたことがわかる。

6. まとめ

北半球冬季, ENSO に伴う対流活動変動は中部 赤道太平洋と海洋大陸付近に極大をもつダイポ ールパターンを示し,海洋大陸周辺の全 OLR 分 散の約43%を説明する(図2)。しかし,季節平 均でみられる熱帯の対流活動変動には熱帯 SST 変動に強制されないものも存在し,その主要な変 動は海洋大陸周辺に局在化する傾向が見出され た(図4a)。この対流活動変動は海洋大陸・豪州 周辺の全 OLR 分散の約13%を説明するが,これ はENSO に伴う変動に比べて無視できないことが わかった。

さらに,熱帯 SST 変動に強制されない対流活動 変動に伴う遠隔影響を,ENSO による遠隔影響と 比較した。海洋大陸上の OLR 偏差は ENSO に伴 うものの方が2倍程度大きいものの(図2,図4a), 熱帯からの遠隔影響を示唆する北太平洋域の対 流圏上層の波列状の循環偏差や北東向きの波活 動度フラックスは,残差変動に伴う遠隔影響の方 でより顕著であった(図7a,b)。また,残差変動 の影響による日本付近の対流圏下層気温や北西 季節風の偏差は,ENSO の遠隔影響と同程度かそ れ以上の強さであった(図9a,b)。この結果は熱 帯 SST 変動とは独立な対流活動変動が,日本の冬 季における熱帯からの季節予測可能性を著しく 制限していることを意味している。

1979/80 年以降の 33 冬を残差対流活動偏差と ENSO の符号によって分類し,西日本の気温偏差 との対応を調べたところ(表1),エルニーニョ(ラ ニーニャ)時に暖冬(寒冬)となるような経験的 によく知られた結果がみられた。しかしながら, 特に顕著な暖冬は ENSO の符号に依らず,残差変 動に伴って海洋大陸で対流不活発な時に出現し やすく,特に顕著な寒冬はラニーニャに加えて残 差変動に伴う海洋大陸上の対流活発化の影響が 重なり合った年に出現しやすい傾向がみられた。 言うまでもなく、冬季の西日本の気温偏差はこれ ら二つの遠隔影響のみによって説明されるわけ ではないが、二つの遠隔影響の干渉と西日本の気 温偏差との間に一定の関係が見出された。

参考文献

- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. Q.J.R. Meteorol. Soc., 106, 447–462.
- Hoerling, M. P. and A. Kumar, 2002: Atmospheric response patterns associated with tropical forcing. *J. Climate*, 15, 2184–2203.
- 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.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. J. Meteorol. Soc. Japan., 44, 25-43.
- 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.
- Wang, B., R. Wu, and X. Fu, 2000: Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate?. J. Climate, 13, 1517–1536.
- Wheeler, M. C. and H. H. Hendon, 2004: An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1917–1932.
- 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.