

夏季インド洋-北西太平洋結合モードとエルニーニョ衰退後の異常気象

小坂 優¹・Shang-Ping Xie²・Yan Du³・Kaiming Hu⁴・Jasti S. Chowdary⁵・Gang Huang⁴

1: 東京大学先端科学技術研究センター, 2: カリフォルニア大学スクリプス海洋研究所,
3: 中国科学院南シナ海海洋学研究所, 4: 中国科学院大気物理研究所, 5: インド熱帯気象研究所

1. はじめに

エルニーニョ・南方振動 (ENSO) に伴う熱帯太平洋海面水温偏差は典型的には 12 月頃に極大に達し翌夏を迎える前に消失する (図 1c; 季節の表記は北半球に従うことにする). ENSO はそのライフサイクルを通して地球上の様々な地域に遠隔影響を及ぼすことが 1980 年代から広く知られているが, その衰退後に残す気候影響は近年になって認識されるようになった. ENSO の影響は熱帯インド洋・北西太平洋地域において ENSO 衰退後の夏まで持続する (図 1). その偏差は北西太平洋域で太平洋-日本 (PJ) パターン (Nitta 1987; Kosaka & Nakamura 2010) を伴い, 夏季東アジアの異常気象の要因になる. このインド洋-北西太平洋域の変動メカニズムの理解が近年急速に進み, 本著者チームでそのレビュー論文 (Xie *et al.* 2016) を執筆することになった.

ENSO に伴う赤道太平洋海面水温偏差は夏を迎える前に消失してしまうため, 衰退後の気候偏差を形成・維持するメモリの特定とそれによる大気循環偏差の励起メカニズムの解明が先行研究の焦点であった. それらは熱帯北西太平洋と熱帯インド洋とにメモリを求めるものに分けられる. レビュー論文を執筆するにあたって著者らは気候モデル実験を用いた新たな解析を行い, これらのメカニズムを統合する新たな大気海洋結合モード—インド洋-西太平洋キャパシター (Indo-western Pacific Ocean Capacitor; 以後 IPOC) モード—を提示するに至った. 本稿は先行研究で提示されたメカニズムを概観したのち, IPOC モードを議論する.

2. PJ パターンと海洋変動

夏季北西太平洋域で卓越する対流圏下層循環や降水の変動は, 正負の偏差が南北に並ぶ構造で特徴付けられる (図 2). 特に熱帯北西太平洋 (20°N

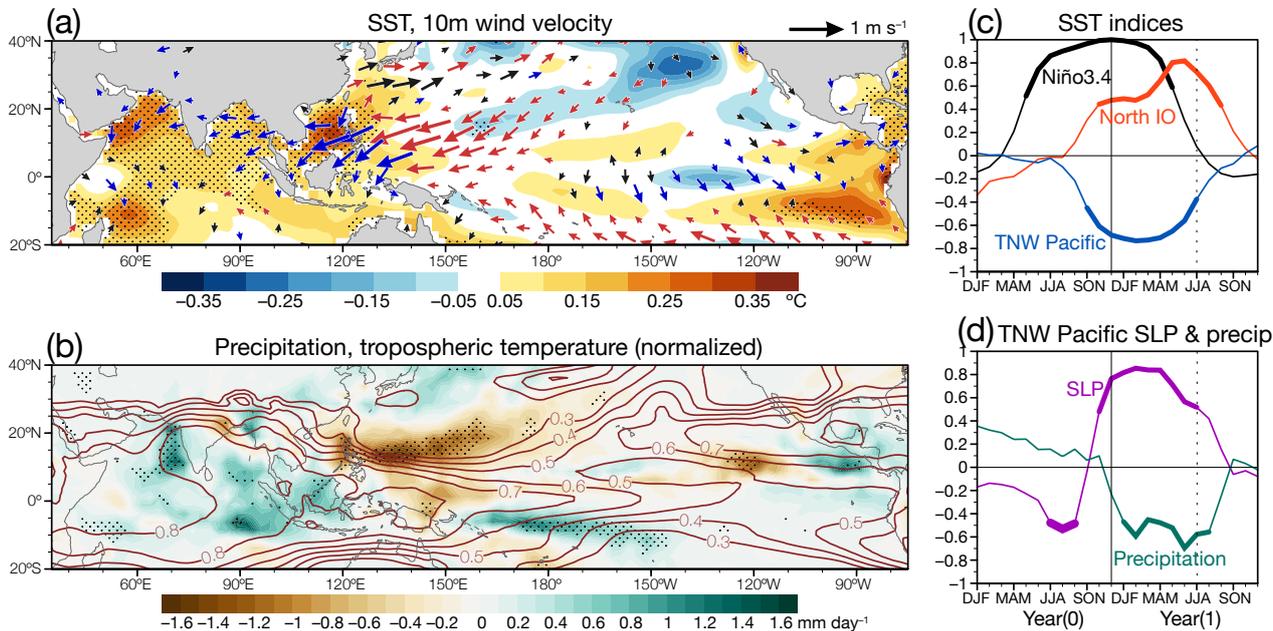


図 1. (a,b) 1978/79 年から 2013/14 年の 11-1 月平均 Niño 3.4 海面水温に回帰した翌 6-8 月の (a) 海面水温偏差 (陰影) 及び 10 m 高度風速偏差 (矢印), (b) 降水偏差 (陰影) 及び規格化対流圏 (850-250 hPa 平均) 気温偏差 (等値線; $\pm 0.3, \pm 0.4, \pm 0.5, \dots$). (c,d) 1979 年から 2014 年までの観測データに基づく 11-1 月平均 Niño 3.4 海面水温に対するラグ相関. (c) Niño 3.4 (黒線), 北インド洋 (5°-25°N, 40°-100°E; 赤線), 熱帯北西太平洋 (10°-20°N, 150°-170°E; 青線) 海面水温, (d) グアム付近 (10°-20°N, 135°-155°E) 海面気圧 (紫線) 及び降水量 (緑線). (a,b) の点描, (c,d) の太線は t 検定で 95% 信頼水準を満たすことを表す (a,b は陰影で示した偏差について). ERSST v3b (Smith *et al.* 2008), CMAP (Xie & Arkin 1997), JRA-55 (Kobayashi *et al.* 2015) 及び HadSLP2 (Allan & Ansell 2006) に基づく.

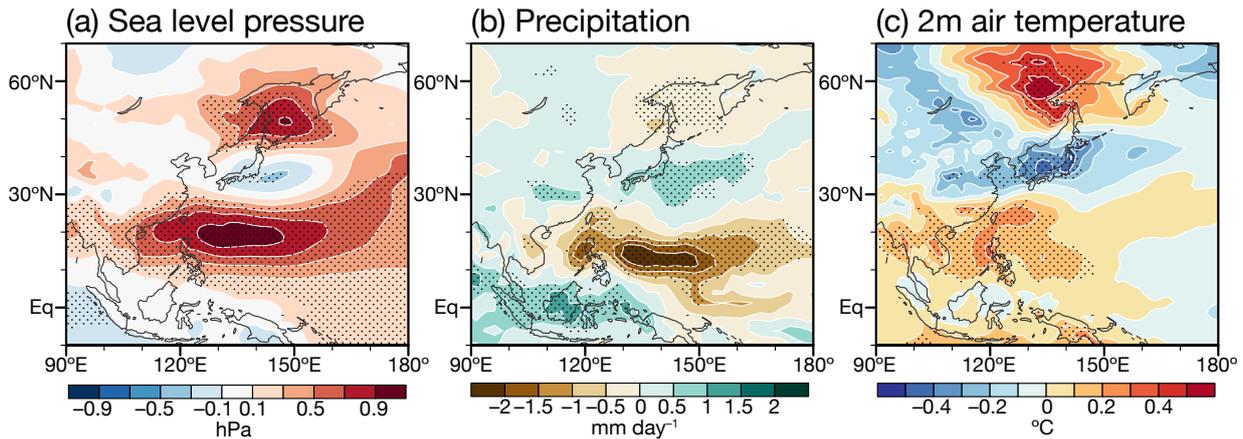


図2. 北西太平洋 (10°-55°N, 100°-160°E) 域での6-8月平均850 hPa渦度に対する経験直交関数解析における第1モードとして抽出したPJパターンの構造. 主成分時系列に回帰した6-8月平均 (a) 海面気圧, (b) 降水量及び (c) 2 m 気温偏差. 点描は t 検定で95%信頼水準を満たすことを表す. 1979年から2009年までのJRA-55及びCMAPデータに基づく.

付近)と中緯度(35°N 付近)の極からなるダイポールをPJパターンと呼ぶ. ダイポールのうち熱帯側の極に対応する海面気圧偏差はフィリピン海高気圧偏差 (Wang *et al.* 2000)とも呼ばれるが, 実際には有意な偏差がインドシナ半島を越えてベンガル湾にまで達する (図2a). PJパターンは大気内部変動としても卓越しうる (Kosaka & Nakamura 2010) が, ダイポール偏差が図1a,bにも見られることが示すように, ENSO 衰退後の夏に発達する傾向がある (Xie *et al.* 2009; Kosaka *et al.* 2013).

PJパターンは遠隔影響パターンの一つで, 熱帯北西太平洋域の積雲対流活動偏差が大気循環偏差の主要な励起源と考えられている. 図1・2の位相で, 熱帯北西太平洋域における降水減少の大部分は正の海面水温偏差の上に位置しており, 後者が大気偏差への応答であることを示唆する. 気候学的にもこの海域では夏季の降水量と海面水温の局所相関は低いもしくは弱い負である (Wang *et al.* 2005). このことがENSOによるPJパターンの遅延励起メカニズムの特定を困難にしてきた.

3. 熱帯北西太平洋大気海洋相互作用

Wang *et al.* (2000, 2003)は ENSO 極大期から衰

退期にフィリピン海高気圧偏差を形成・維持する大気海洋相互作用メカニズムを提示した. 熱帯北西太平洋域で積雲対流活動が弱まると, 対応する負の非断熱加熱偏差は中心がやや北西にずれた高気圧性ロスビー応答を対流圏下層に励起する. これに伴い北東風応答が対流弱域に形成されるが, 背景貿易風が卓越する海域・季節ではこれが海上風速を強化し, 海面水温を低下させ, その直上で積雲対流をさらに抑制するように働く. ENSO が作り出すフィリピン海高気圧偏差は, この風-蒸発-海面水温 (wind-evaporation-SST; WES) フィードバックにより, 赤道太平洋海面水温偏差が消失した後まで持続すると Wang *et al.* (2003)は示唆した.

WES フィードバックメカニズムが働くためには背景貿易風が不可欠である. 熱帯北西太平洋では冬季から春季にかけて貿易風が卓越するが, 夏季インドモンスーンに伴う西風域の拡大とともに貿易風域は東へと後退し, 8月には140°E以東まで縮小する (図3・4b). よってWESフィードバックの寄与は季節とともに低下する (Wu *et al.* 2010).

Stuecker *et al.* (2015)は大気大循環モデルを用いて, 背景場の年サイクルとそれよりゆっくりと変

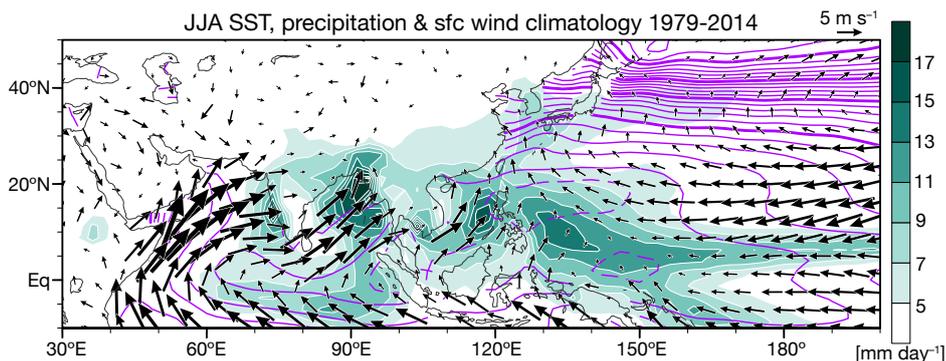


図3. 1979年から2014年までの夏季(6-8月)気候平均場. 降水量(陰影), 海面水温(等値線; 実線は1°C間隔で太線は10, 15, 20, 25°Cを, 破線は29.5°Cを示す)及び10 m風速(矢印). CMAP, ERSST v3b及びJRA-55に基づく.

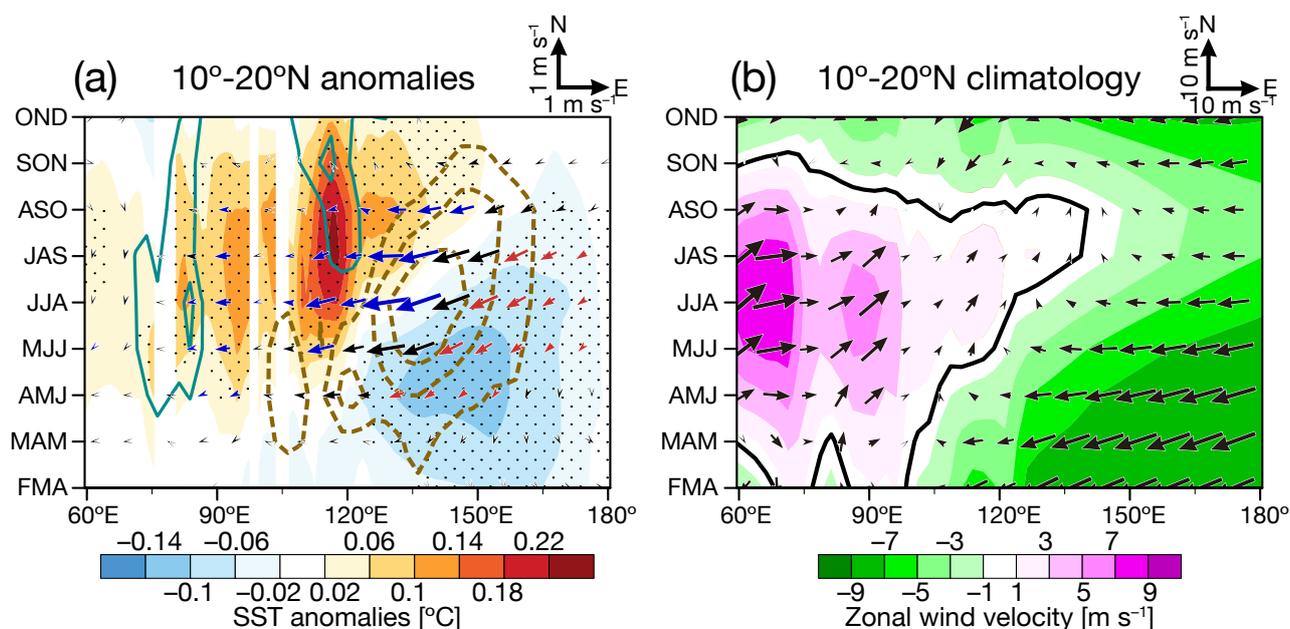


図 4. NoENSO 実験における IPOC モードの時間発展と気候平均場の季節進行. (a) IPOC モードに伴う 10°-20°N 平均海面水温偏差 (陰影), 降水量偏差 (等値線; $\pm 0.2, \pm 0.4, \pm 0.6, \dots$ mm day⁻¹), 10 m 高度風速偏差 (矢印; 赤と青の矢印は風の速さの偏差がそれぞれ 0.1 m s⁻¹ 以上及び -0.1 m s⁻¹ 以下). いずれも北西太平洋域 (0°-60°N, 100°-160°E) における 6-8 月季節平均 850 hPa 渦度の第 1 主成分に対する 3 ヶ月移動平均ラグ回帰偏差. 点描は海面水温偏差が t 検定で 95% 信頼水準を満たすことを表す. (b) 10°-20°N 平均 10 m 高度風速 (矢印) 及びその東西成分 (陰影及びゼロの等値線) の 3 ヶ月移動平均気候値.

化する ENSO に伴う赤道太平洋海面水温変動との非線形相互作用(combination tone)としてフィリピン海高気圧偏差の急激な時間発展を再現した. 彼らは海洋混合層モデルとの結合の有無によってフィリピン海高気圧偏差の振幅が大きく変わらないことから, WES フィードバックは二次的な寄与しか持たないと主張した. だがこのメカニズムは赤道太平洋海面水温偏差が消失する ENSO 衰退年の夏季には成り立たないこと付記しておく.

4. インド洋キャパシターメカニズム

エルニーニョ現象はウォーカー循環偏差を介して熱帯インド洋を暖める. エルニーニョ発達年の夏季から秋季に発達するインド洋ダイポール現象は冬季に消失し, 代わって熱帯インド洋全体が正の海面水温偏差に覆われる. この海盆昇温は特に北インド洋において翌夏まで持続し, 北西太平洋に影響を及ぼす可能性が考えられる (Yang *et al.* 2007). この熱帯インド洋の振る舞いは, ENSO により“充電”され, ENSO 散逸後に周辺地域に影響を“放電”するコンデンサ(あるいはキャパシター)に例えられる.

Xie *et al.* (2009)は赤道大気ケルビン波を介した海盆間遠隔影響メカニズムを提示した. ENSO 散逸後の夏季に赤道太平洋の海面水温偏差は散逸しているがインド洋海盆昇温は持続しており, この

海盆間東西温度差に伴う松野-Gill 応答が形成される (図 1b). 付随する暖かい赤道ケルビン波の先端は西太平洋に達し, 海上で赤道上にエクマン収束を, その南北にエクマン発散を引き起こす. (あるいは, ケルビン波に伴う赤道下層東西風偏差がその南北に作り出す高気圧性の東西風シアが熱帯擾乱の発生を抑制する (Terao and Kubota 2005).) 気候平均赤道収束帯は北半球に位置する (図 3) ため, 地表発散に対する対流フィードバックは北半球側で強く働き, 熱帯北西太平洋域で対流活動が有意に抑制され (図 1b), PJ パターンを励起する.

5. IPOC モード

上記のキャパシターメカニズムは ENSO に対する受動応答として働くため, もし ENSO の影響がなければインド洋海盆昇温も存在しないことを意味する. これに対し IPOC モードでは上記の熱帯北西太平洋 WES フィードバックを含む大気海洋フィードバックが自らを維持するように働くことが示唆される. このことを示すために, 大気海洋結合モデルにおいて ENSO を人為的に抑制した NoENSO 実験を用いる. 実験は GFDL CM2.1 を用い, 熱帯東太平洋域の海面水温変動をモデル気候値に緩和しながら 200 年間積分したもので, Kosaka *et al.* (2013)で用いたものと同様である.

6-8 月平均対流圏下層渦度に対する経験直交関

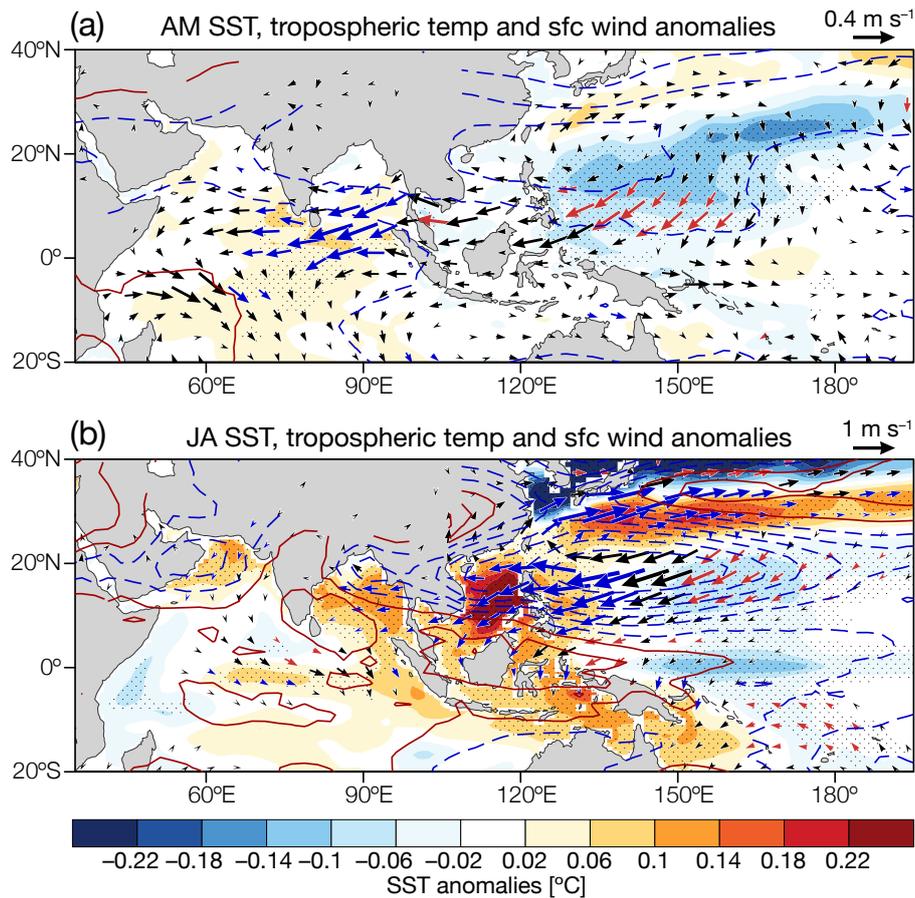


図 5. NoENSO 実験における IPOC モードの構造. (a) 4-5 月, (b) 7-8 月. 海面水温偏差 (陰影), 規格化対流圏 (850 - 250 hPa 平均) 気温偏差 (等値線; $\pm 0.05, \pm 0.15, \pm 0.25, \dots$), 10 m 高度風速偏差 (矢印; 赤と青の矢印は風の速さの偏差がそれぞれ 0.1 m s^{-1} 以上及び -0.1 m s^{-1} 以下). いずれも北西太平洋域 ($0^\circ\text{-}60^\circ\text{N}, 100^\circ\text{-}160^\circ\text{E}$) における 6-8 月季節平均 850 hPa 渦度の第 1 主成分に対するラグ回帰偏差. 点描は海面水温偏差が t 検定で 95% 信頼水準を満たすことを表す.

数解析により PJ パターンを抽出し, これに伴う大気海洋相互作用を主成分に対するラグ回帰偏差にもとづいて議論する (図 4, 5). PJ パターンに伴うフィリピン海高気圧偏差は, 積雲対流抑制に対するロスビー応答として非断熱冷却偏差のやや北側から西に伸びる. その赤道側の東風偏差は, 背景貿易風レジームにおいては WES フィードバックにより海面水温低下と更なる対流抑制をもたらす (Wang *et al.* 2003). 他方, 夏季モンスーンに伴う西風レジームでは, 東風偏差が海上風を弱め海面水温を上昇させる. これに対する応答として暖かい赤道大気ケルビン波が励起され (図 5b), キャパシターメカニズムと同様に熱帯北西太平洋で更に対流を抑制するように働くインド洋-PJ 結合モードを形成する (Kosaka *et al.* 2013). 海面昇温は北半球側に集中するが, 気候平均風の非対称性のため赤道対象な応答が卓越する. IPOC モードは以上の

局所 WES フィードバックと熱帯西太平洋-インド洋海盆間フィードバックにより維持される (図 6).

春季には熱帯北西太平洋全域を貿易風が支配し, 海面水温の低下を伴う WES フィードバックが卓越する (図 4, 5a). 季節とともに貿易風域が東に後退し代わってモンスーン西風域が拡大するのに対応して, 海面水温負偏差も東に後退し, 北インド洋から南シナ海を超えて暖偏差が広がってくる (図 4, 5b). 対流偏差はこれら正負の海面水温偏差の間を中心に東西に広がり, 季節とともに東進する (図 4a). このように, IPOC モードは背景場の季節変化に伴って WES 局所結合モードからインド洋-西太平洋海盆間結合モードへと連続的に推移する.

IPOC フィードバックは ENSO の影響なしでも働くが, ENSO はその衰退期に IPOC モードを励起する. エルニーニョ現象はその極大期から引き

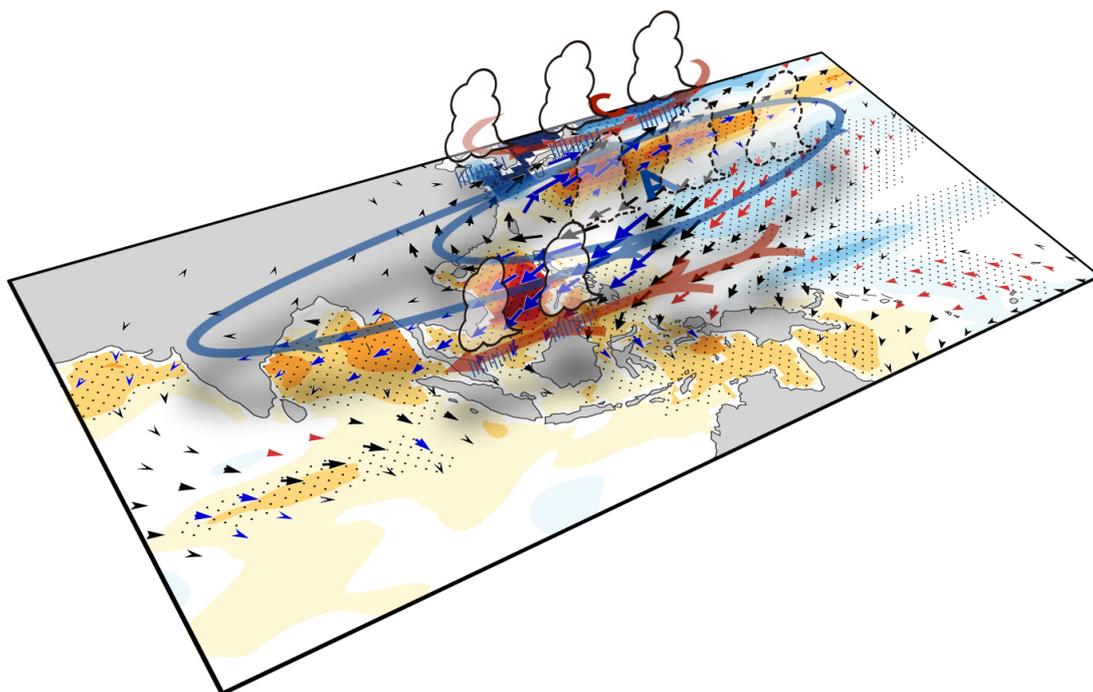


図 6. IPOC モードの模式図. 陰影は海面水温偏差, 細矢印は 10 m 高度風速偏差. 楕円は楕円及び太矢印は海面気圧・下層循環偏差を表す. 北インド洋昇温に対する暖かい赤道ケルビン波応答は海洋大陸上で下層赤道収束とその北側の下層発散を引き起こし, 直上の積雲対流活動をそれぞれ強化・抑制する. 熱帯北西太平洋では海面水温負偏差がその直上の対流活動を弱める. 熱帯北西太平洋域の非断熱冷却偏差は西に伸びる下層高気圧偏差を伴う PJ パターンを励起し, 日本付近を中心とする下層低気圧偏差と梅雨前線活動強化を引き起こす. 熱帯下層循環偏差は海面水温偏差を強化する.

続く春季に, 海面熱フラックス偏差により熱帯北西太平洋海面水温低下と熱帯インド洋昇温を引き起こす. 加えて赤道南東インド洋風応力偏差カーンによって海洋沈降ロスビー波が励起され, 数ヶ月懸かって西進し赤道南西インド洋の温度躍層が浅い領域で海面水温を上昇させる. この暖偏差に起因する積雲対流活動偏差が励起する下層循環は北インド洋で夏季モンスーン西風を弱め, 昇温に寄与する. これらの海面水温偏差は IPOC モードの発達のための初期擾乱となる.

6. 終わりに

インド洋における海盆スケールの海面水温変動は同海盆における第 1 経験直交関数として抽出され, 「インド洋海盆モード」とも呼ばれてきた. しかしその実態はあくまで ENSO に対する受動応答と考えられてきた. IPOC モードにおいて, 熱帯インド洋-北西太平洋海盆間相互作用によって北インド洋海面水温変動は自らを維持する傾向にあることから, 海盆モードが北半球夏季においては真の「モード」であることが示唆される.

IPOC 大気海洋相互作用がもたらす偏差の持続性と ENSO による同モードの励起は, 南アジア・

東南アジア・東アジアの北半球夏季に季節予測可能性をもたらす. この ENSO との相関は, しながら数十年規模で大きく変調する. 19 世紀末から 20 世紀初頭, 1920 年代から 1930 年台, および 1970 年代後半から 1990 年代には有意な相関が見られるが, これらの間の時代には低下しており (Chowdary *et al.* 2012; Kubota *et al.* 2015), 今世紀に入ってから相関は高くない. ENSO の振幅及び ENSO による熱帯インド洋偏差の持続性の長期変調がその原因のように見えるが, メカニズムは未解明である. 2015 年末に極大を迎えた強いエルニーニョ現象が 2016 年春季～夏季にかけてインド洋-北西太平洋域に引き起こす気候偏差の観測から, ENSO による IPOC モードの遅延励起メカニズムとその変調に何らかの示唆が得られることを期待する.

参考文献

- Allan, R. & T. Ansell (2006) A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2): 1850–2004. *J. Climate*, **19**, 5816–5842.
- Chowdary, J. S., S.-P. Xie, H. Tokinaga, Y. M. Oku-

- mura, H. Kubota, N. Johnson & X.-T. Zheng (2012) Interdecadal variations in ENSO teleconnection to the Indo-western Pacific for 1870–2007. *J. Climate*, **25**, 1722–1744.
- Kobayashi, S. *et al.* (2015) The JRA-55 Reanalysis: general specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- Kosaka, Y. & H. Nakamura (2010) Mechanisms of meridional teleconnection observed between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone. Part I: The Pacific-Japan pattern. *J. Climate*, **23**, 5085–5108.
- Kosaka, Y., S.-P. Xie, N.-C. Lau & G. A. Vecchi (2013) Origin of seasonal predictability for summer climate over the Northwestern Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **110**, 7574–7579.
- Kubota, H., Y. Kosaka & S.-P. Xie (2015) A 117-year long index of the Pacific-Japan pattern with application to interdecadal variability. *Int. J. Climatol.*, in press, doi: 10.1002/joc.4441.
- Nitta, T. (1987) Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373–390.
- Smith, T. M., R. W. Reynolds, T. C. Peterson & J. Lawrimore (2008) Improvements to NOAA’s Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880–2006). *J. Climate*, **21**, 2283–2296.
- Stuecker, M. F., F.-F. Jin, A. Timmermann, & S. McGregor (2015) Combination mode dynamics of the anomalous Northwest Pacific anticyclone. *J. Climate*, **28**, 1093–1111.
- Terao, T., & T. Kubota (2005) East–west SST contrast over the tropical oceans and the post El Niño western North Pacific summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15706.
- Wang, B., R. G. Wu, & X. H. Fu (2000) Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect EastAsian climate? *J. Climate*, **13**, 1517–1536.
- Wang, B., R. G. Wu, & T. Li (2003) Atmosphere–warm ocean interaction and its impacts on Asian–Australian monsoon variation. *J. Climate*, **16**, 1195–1211.
- Wang, B., B. Q. Xiang, & J.-Y. Lee (2013) Subtropical high predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **110**, 2718–2722.
- Wang, B. *et al.* (2005) Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15711.
- Wu, B., T. Li, & T. J. Zhou (2010) Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during the El Niño decaying summer. *J. Climate*, **23**, 2974–2986.
- Xie, P. & P. A. Arkin (1997) Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.
- Xie, S.-P. *et al.* (2009) Indian Ocean capacitor effect on Indo-western Pacific climate during the summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730–747.
- Xie, S.-P. *et al.* (2016) Indo-western Pacific capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review. *Adv. Atmos. Sci.*, in press, doi: 10.1007/s00376-015-5192-6.
- Yang, J. L., Q. Y. Liu, S.-P. Xie, Z. Y. Liu, & L. X. Wu (2007) Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L02708.