

成層圏力学場による深い対流雲の発達への影響

江口菜穂 (九大・応力研) 那須野智江 (JAMSTEC)

小寺邦彦 (名大・宇宙地球環境研)

1 はじめに

筆者らはこれまで、成層圏の短期現象である突然昇温現象 (Stratospheric Sudden Warming; SSW) に着目し、成層圏と対流圏の力学的結合過程を調べてきた [Eguchi and Kodera, 2007; 2010; Kodera et al., 2011; 2015; Eguchi et al., 2015; 2016]。他方、準二年周期振動 (Quasi-biannual Oscillation; 以後 QBO) によっても熱帯域の積雲対流活動が影響を受けていることが統計的に明らかになってきた [Yoo and Son, 2016; Nishimoto and Yoden, 2017]。いずれの成層圏現象も、熱帯下部成層圏の鉛直流の変化にともなう気温偏差、および南北循環の変化によって、TTL および上部対流圏に影響を与えていることが示唆される。このように近年、成層圏から対流圏への影響を定量的に理解する重要性が国際的にも認識され始め、国際的枠組み「成層圏過程とその気候への影響計画 (SPARC)」の新興課題として SATIO-STC (Stratospheric And Tropospheric Influences On Tropical Convective Systems; 「成層圏と対流圏の熱帯対流システムへの影響」) が2016年に立ち上げられた。

Eguchi et al. [2015] (以後 E15) は、積雲対流パラメタリゼーションを用いない全球非静力学モデル Non-hydrostatic global model (NICAM) [Satoh et al., 2008] の出力値を用いて、SSW 時の特に TTL 内の力学過程に着目して解析した結果、SSW 時に成層圏の南北 (Brewer- Dobson; BD) 循環の上昇流強化による下部成層圏および熱帯対流圏界面遷移層 (Tropical Tropopause Layer; TTL 高度 14~20 km) の断熱的な降温と、それによる静的安定度の弱まりが、徐々に下降している様子を捉えた。この上昇流偏差の下降が、TTL 下端に到達した際、対流圏の上昇流 (積雲対流) の活発域と結びつき、結果的に対流圏の積雲対流活動域を SSW 開始前よりも活発化させていた。しかしながら、詳細な積雲対流の発達メカニズムはいまだ明らかにされていない。そこで本稿では、E15 で着目した1月のSSW時期にインド洋南西部で発達した積雲対流活動について調べた結果を報告する。

2 データ

解析には NICAM で計算された、2009年12月20日から2010年2月14日の3時間間隔の瞬間値 (2次元データは1時間間隔の平均値) を利用した (計算条件の詳細は表1を参照)。水平解像度は14kmを1度グリッドデータに変換した。鉛直方向には40層 (0~38km; stretching grid) で、TTL 付近 (10~20km) は約9層 (約120m間隔) 存在する。使用した物理量は、3次元データの気温、鉛直風、東西風、南北風、比湿、雲水量、雲氷量 (雪、霰を含む)、非断熱加熱率 (雲物理と放射寄与の両方)、また2次元データ (1時間値) の雲量、降水量、可降水量、蒸発量、大気上端での長・短波放射輝度を用いた。非断熱加熱率、降水量データのみ一日積算量を解析に用いた。なお、E15において、NICAM 内で発生した2010年1月のSSWは現実と比べて昇温が約5日早く発生し、これに対応して熱帯域の降温も現実大気より早く開始している。また昇温の継続期間も数日長い。

3 結果

3.1 インド洋南西部の対流圏中・下層の様子

図1に積雲活動と対流圏下層の水蒸気収束の1日毎の水平分布を1月9日から14日の期間について示す。この期間はインド洋南西部 (東経50-80度、南緯20度~赤道) において、TTLの気温が下降を始め、積雲対流が発達する遷移期に相当している。1月9-10日では、陸上を除き、孤立した雲域 (グリッドスケール) がランダムに発生している。11日以降は雲水量が増加し、南緯10度付近で東西に幅広く分布する。

水蒸気収束をみると (図1下段)、雲域と同様に期間前半は水蒸気の収束および発散域がランダムであったが、11日以降に南緯10度に沿って主に北からの水蒸気輸送による収束帯が現れていた。台風が発達する前の渦と考えられる水蒸気収束の回転が、9日から確認され、11日以降それに伴う水蒸気フラックスの回転成分の強度が増している様子が見られた。9日では、渦の中心が東経65

度、南緯 11 度付近、12 日では東経 58 度、南緯 11 度付近に西に移動し、13 日では東経 60 度、14 日では台風が発達し南緯 14 度付近に南下していた。図 1 に渦中心に×印をつけている。

図 2 にインド洋全域の可降水量と対流圏下層の水蒸気フラックスを示す。着目している領域 (東経 50~80 度、南緯 20 度~赤道) で、1 月 11 日に南緯 10 度帯に積雲対流域がインド洋全域にみられ、そこから台風が発生している様子がうかがえる。またインド洋西部から中部にかけて、その雲域に向かって南向きの水蒸気フラックスがみられる。

3.2 TTL 内の変化

図 3 に高度 17 km (TTL 上部) の気温および雲氷量を示す。また図 4 に着目領域内で平均した気温および雲氷量の時系列を示す。これらから 10 日以降に南緯 20 度以北の全域で気温が下がっている (領域平均では 2 度以上)。また氷雲が低温域上で形成されている。氷雲量の増加は 10 日以前にみられており、10 日以降の気温低下による氷雲量の変化は認められない。14 日の台風中心付近では、氷雲の形成による昇温がみられる。TTL 中層の 15 km も同様の特徴がみられた。

3.3 成層圏シグナルの下降伝搬

図 5 に気温の時間変化率 $\partial T/\partial t$ と静的安定度 $g/\theta \cdot \partial \theta/\partial z$ 、鉛直流の時間高度断面の期間平均からの偏差を示す (T は気温、 θ は温位、 g は重力加速度)。1 月 7 日頃、高度 20 km から上昇流偏差域が下降し、14 日頃に高度 15 km に到達している。上昇流偏差の下降にともない、気温の時間変化率 $\partial T/\partial t$ の負の領域も同様に上部成層圏から TTL に下降をしている。ここで静的安定度に着目すると、安定度の弱い領域が対流圏下層から中層にかけて数日間隔で現れている。図中 A の安定度の弱い領域は、対流圏下層から高度約 15 km まで、一方 B の安定度の弱い領域は、高度 20 km まで到達し、上方の安定度の弱い領域と結合しているように見える。期間 A と B の違いは、成層圏からの低温偏差の下方伝播が TTL 内部に到達した場合でかつ対流圏内の安定度が弱い時、対流圏下層から TTL 内まで安定度の弱い領域が連続となり、積雲がより上方に到達できることを示している。

期間 A と B の雲の到達高度はそれぞれ約 11 km と 15 km 以上 (TTL 以高) に到達していた (図省略)。

4 まとめと考察

NICAM の数値実験データを用いて、SSW 期間中にインド洋南西部で発達した積雲活動について調べた。下部成層圏から TTL における上昇流の強化とそれに伴う気温の下降が、積雲対流の上方への発達に影響を与えていることが示された。この特徴は、E15 で示された熱帯平均の描像と同じであったが、より安定度の弱い領域が成層圏からの降温偏差を結合する過程の詳細が明らかとなった。但し、以下の点が今回の解析では明らかとなっていない。(1) インド洋南西部での降温偏差の下降が、SSW に伴う上昇流が原因であったのか、SSW 発生数日前にマダガスカル近辺で発達した積雲による波の影響であったのか、切り分けが難しい。(2) SSW にもなう BD 循環の経度非一様性および対流圏の状態 (安定度等) が、積雲対流の発達にどう影響するのかが不明である。今後、数値実験等含め突き詰めていく予定である。

謝辞

本研究は、基盤 (C) (#25340010) の補助を受けている。

参考文献

- Eguchi, N. and K. Kodera (2007) *GRL*, 34, L05819, doi:10.1029/2006GL028744.
- Eguchi, N. and K. Kodera (2010) *SOLA*, 6, 137-140, doi:10.2151/sola.2010-035.
- Eguchi, N. et al. (2015) *ACP*, 15, 297-304, doi:10.5194/acp-15-297-2015.
- Eguchi, N. et al. (2016) *SOLA*, 12A, 13-17, <http://doi.org/10.2151/sola.12A-003>.
- Kodera, K., et al. (2011) *JMSJ*, 89, 283-290, DOI:10.2151/jmsj.2011-308.
- Kodera, K. et al. (2015) *ACP*, 15, 6767-6774, doi:10.5194/acp-15-6767-2015.
- Nishimoto, E. and S. Yoden (2017) *JAS*, 74, 1105-1125, DOI: 10.1175/JAS-D-16-0205.1.
- Satoh, M. et al. (2008) *JCP*, 227, 3486-3514, doi:10.1016/j.jcp.2007.02.006.
- Yoo, C. and S.-W. Son (2016) *GRL*, 43, 1392-1398, doi:10.1002/2016GL067762.

表 1 : 本研究で用いた NICAM 計算条件

Horizontal grid spacing	14 km
Vertical domain	0 m ~ 38,000 m, 40-levels (stretching grid)
Integration	60 days from 20 Dec 2009 to 14 Feb 2010
Initial conditions	Interpolated from NCEP tropospheric analyses (6 hourly, 1.0 degree grids)
Boundary conditions	SST(slab ocean model), Sea ICE (weekly data), ETOPO-5 topography, Matthews vegetation, UGAMP ozone climatology (for AMPI2)
Shallow clouds Boundary layer	Mellor-Yamada level 2 [Mellor and Yamada 1982; Noda et al. 2010]
Cloud microphysics	Moist convection, no cumulus parameterization NSW6 [Tomita, 2008]
Radiation	MSTRNX [Sekiguchi and Nakajima, 2008]

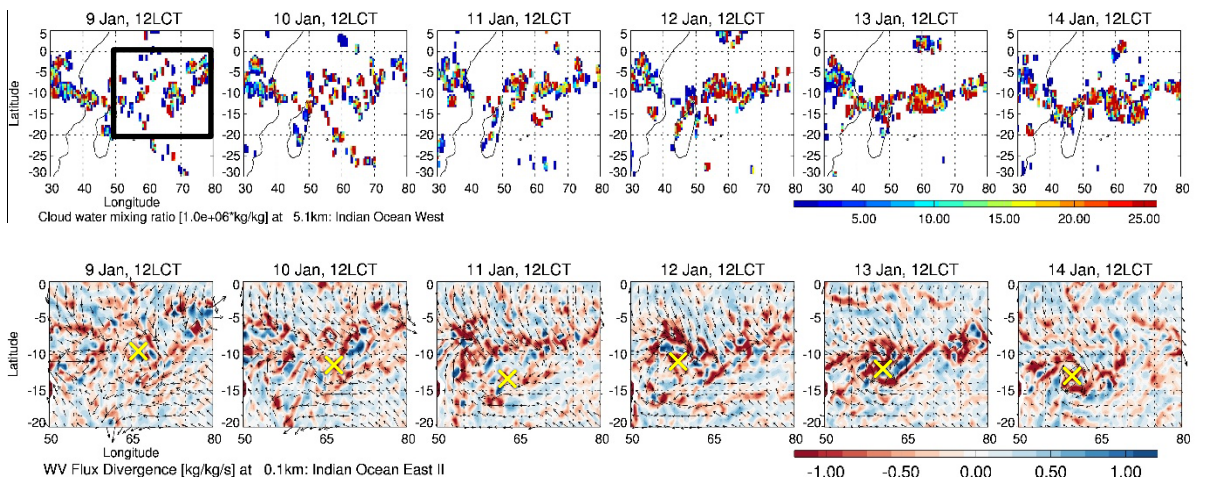


図 1 : インド洋南西部 (東経 30 度~80 度、南緯 30 度~北緯 5 度) における (上) 高度 5.1 km の雲水量と (下) 高度 100 m の水蒸気収束量と水蒸気フラックス。渦中心は×印。下段の領域は南緯 20 度から赤道、東経 50 度から東経 80 度 (上段の黒枠内)。

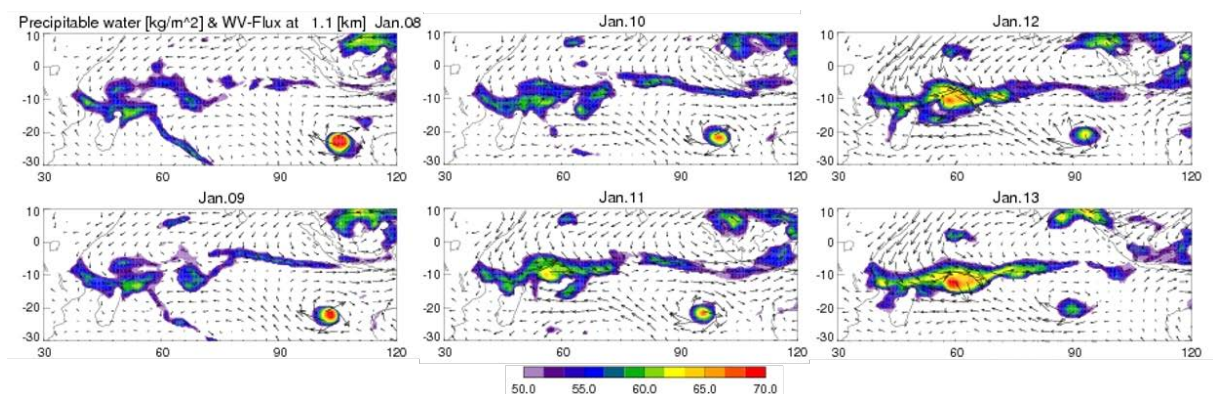


図 2 : 可降水量と水蒸気フラックス (高度 1 km) の水平分布。1 月 8 日から 13 日までの一日平均値。

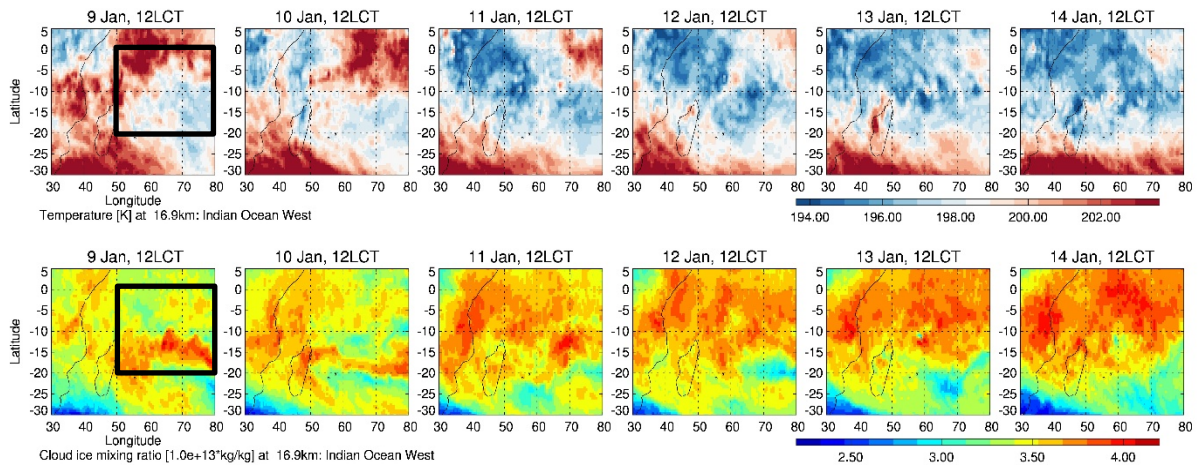


図 3 : 図 1 と同じ。ただし、高度 17 km での (上) 気温と (下) 雲氷量。

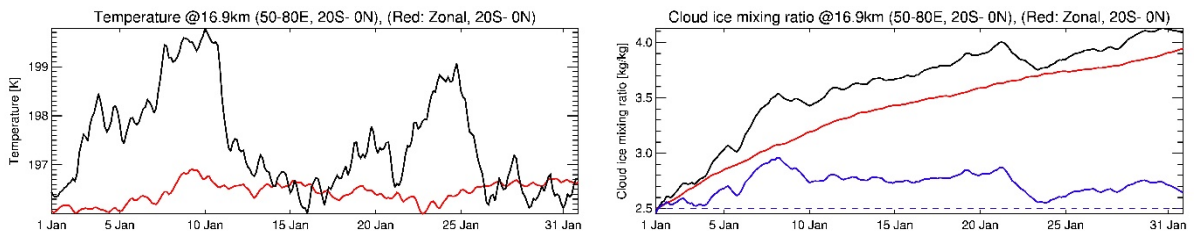


図 4: 高度 17 km における気温 (左) と雲氷量 (右) の時系列。黒線は、南緯 20 度から赤道、東経 50 度から東経 80 度の領域平均、図 3 の黒枠内に相当。赤線は熱帯 (南緯 20 度～赤道) 平均値。青線は熱帯平均からの偏差 $+2.5 [10^{-13} \text{kg/kg}]$ 。

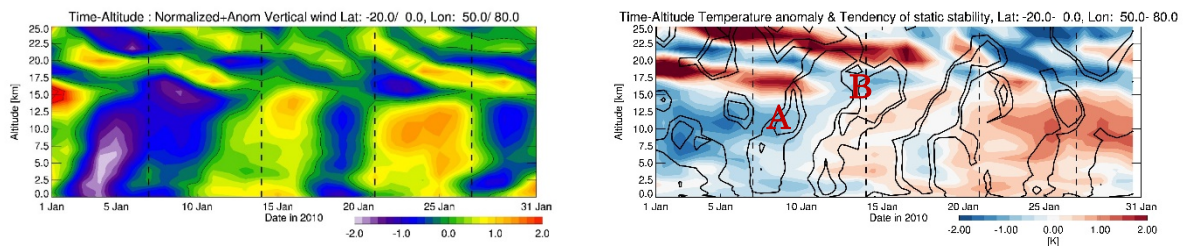


図 5 : (左) 各高度の標準偏差で規格化した鉛直流の時間高度断面。(右) 気温の時間変化率 $[\text{K/day}]$ の期間平均からの偏差 (カラー)、および静的安定度 static stability の期間平均からの偏差 (コンター)。コンター間隔は $-1.0, -0.6 [10^{-4} \text{s}^2/\text{day}]$ 。領域は南緯 20 度から赤道、東経 50 度から東経 80 度の平均で、図 3 の黒枠内。