熱帯成層圏昇温に伴う対流活動の急変

小寺 邦彦（名大・太陽地球環境）、江口 菜穂 (九大・応力研)
那須野 智江 (JAMSTEC)

はじめに

成層圏突然昇温現象(SSW)にともなう成層圏子午面循環の変化によって熱帯成層圏の気温が低下すると、熱帯で積雲対流活動が変化する事を示してきた（Kodera, 2006; Eguchi and Kodera, 2010; Kodera et al., 2011a, b）。しかしながら、SSW は対流圏のプラネタリー波の増幅により発生する現象であるので SSW と熱帯の対流活動の関連は必ずしも成層圏循環の変化を通して結合しているのではなく、対流圏内の波の伝播が原因である可能性もある(Yoshida and Yamazaki, 2011)。今回、熱帯成層圏の気温が中層大気起源の現象によって急変する現象を見いだした。この現象は対流圏起源ではないので熱帯の対流活動に変化が見られれば、それは成層圏循環の変化を通した結果であると言えよう。この現象では SSW とは逆に、熱帯成層圏の上昇流が弱まり、気温の上昇がみられた。本研究では、この熱帯成層圏気温の昇温現象に伴い熱帯の対流活動がどの様に変化したかについて、SSW の場合と比較して報告する。

成層圏界面ジェットの変動

冬期成層圏界面（～2hPa）付近には中間圏亜熱帯ジェットと成層圏極夜ジェットが共に存在するが、2011 年 11 月には双方のジェットが例年になく強かった。一般的には 12 月になるとプラネタリー波の活動が強まるので亜熱帯ジェットは弱くなり北に移動する。しかし、2011 年 12 月の場合には、逆に極夜ジェットの方が南に移動して中間圏亜熱帯ジェットと結合した。この結果、北半球の亜熱帯では成層圏界面から対流圏界面付近まで西風が加速されるという現象が発生した。

図 1a に 0.4hPa と 3hPa の帯状平均東西風の緯度－時間断面を、等値線と彩色でそれぞれ示す。11 月には成層圏極夜ジェットと成層圏界面の亜熱帯ジェットが北緯 65 度と 35 度付近に分離して存在している。12 月に入ると亜熱帯ジェットはさらに加速する一方、極夜ジェットは低緯度に移動し亜熱帯ジェットと一体化する。図 1b に 100hPa の北半球（30°N- 90°N）で平均した EP フラックスの鉛直成分を示す。12 月後半になると波の鉛直伝播が増加して亜熱帯ジェットは減速し、数日遅れて極夜ジェットも減速し極方向に移動する。この様な変化は成層圏突然昇温に関連して良く見られる現象である。しかし、2011 年 12 月初旬に極夜ジェットが減速した時には下部成層圏のプラネタリー波の鉛直伝播に特に大きな変化は見られない。この事から、この 12 月初旬の成層圏界面付近のジェットの変動は対流圏ではなく中層大気で発生したものと考えられる。興味深いのは、下層の熱帯対流圏界面 100hPa 付近の気温まで、上部成層圏ジェットの構造の変化に対応して変化している事である(図 1c)。

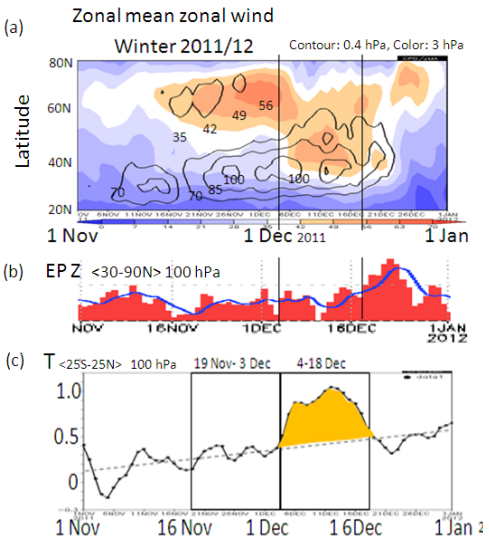

図 1. (a) 0.4hPa(等値線)と 3hPa(彩色)の帯状平均東西風の緯度－時間断面。(b)JMA による 100hPa 北半球（30-90 度）平均 E-P フラックスの鉛直成分。(c)熱帯域（25S-25N）で平均した 100hPa の気温偏差。

12 月 4 日頃に発生した成層圏界面付近の西風ジェットの構造の変化を調べる為にその前後の期間の 15 日平均帯状平均東西風、及びその差を図 2a に示す。12 月 4 日以前では成層圏界面付近の西風ジェットは亜熱帯ジェットと極夜ジェットの 2 本に分離しているが、それ以後の期間では亜熱帯ジェット 1 つにまとまっている。下部成層圏では西風ジェットの軸の中心は常に北緯 60 度付近に位置しているが 12 月 4 日以後には極夜ジェットの弱まりが見られる。両期間での東西風の差（彩色）（図 2b）には成層圏界面から下部成層圏まで延びる深い南北のシーソー・パターンが現れている。

帯状気温偏差について、帯状風と同じく 12 月 4 日前後での 15 日平均の差を取った結果を図 2b に示す。亜熱帯での西風の加速、極周辺で減速という東西風の変化に対応して、温度風の関係から期待される様に成層圏の気温は中緯度で負、低緯度と極で正偏差という 3 極構造を示している。低緯度成層圏の昇温は南半球を含む熱帯全域に伸展している。

熱帯域の変動

次に熱帯域の気温の変化の様相を見るために南緯 25 度から北緯 25 度で平均した気温偏差の時間-高度断面を図 3 に示す。11 月半ばになると、高温気温偏差が成層圏界面付近から徐々に下方に伸展してくるが、12 月 4 日過ぎからは急速に対流圏界面まで下降してくる。下部成層圏 50hPa の気圧座標系鉛直流（ω）を見ると 12 月 4 日付近を中心に正偏差を生じ、上昇流が減少している事を示している。この事から、熱帯の気温上昇は、上昇流の減少、あるいは下降流偏差の増大による断熱加熱の増加の結果と考えられよう。熱帯域の昇温は、しかし、対流圏界面より下方では見られず、熱帯対流圏界面遷移層（TTL）では、むしろ降温となっている。

下部成層圏の上昇流の変化と対流圏の対流活動の変化の関連性を調べるために、図 3c に帯状平均した外向き赤外放射(OLR)の偏差の緯度—時間断面を示す。OLR で見た積雲対流活動は 11 月末からの下部成層圏の上昇流の減少に伴って、赤道南半球で減少している。SSW に伴う熱帯成層圏気温低下の場合には、積雲対流活動は赤道南半球で促進されるが、今回の昇温の場合には対流活動が抑制されるという結果となっている。これは、ちょうど SSW の場合とは逆の関係になっており、整合的である。

SSW との比較

成層圏循環の変化が対流圏の対流活動とどの様に関連しているかについて、SSW の事例と比較しながら調べる。北半球冬期には、成層圏のブリュワー・ドブソン循環，対流圏のハドレー循環の上昇域の中心は夏半球側である南半球側にあるので、赤道とその南側（15 S －5 N）で平均した緯度帯に関して調べる。また、気圧座標系鉛直流の変動の振幅は高度により大きく変化するので日々の変動の標準偏差（S.D.）で規格化して表示する。さらに、年々変動を除去するために期間平均からの偏差で示す。

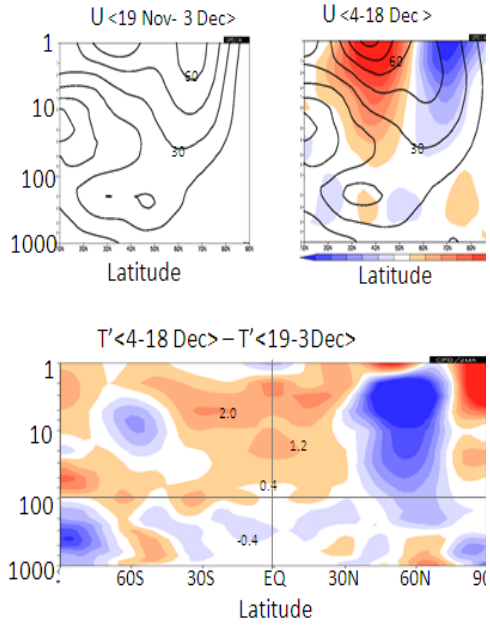

図 2. (a) 15 日平均東西風の北半球高度－緯度断面：(左) 11 月 19 日～12 月 3 日、(右) 12 月 4 日～18 日。右図には両期間における風速の差を彩色で示す。(b) 両期間における帯状平均した気温偏差の差の高度－緯度断面。

図 4a は上記のように計算した規格化した気圧座標系鉛直流偏差の高度－時間断面で、左は今回の熱帯昇温現象あった 2011 年、右は成層圏突然昇温に伴う熱帯降温のあった 2009 年を示す。成層圏の下降流、（上昇流）の増加に４，５日遅れて対流圏で下降流（上昇流）が強まっている。前日の気温差から求めた気温の時間傾向を見ると、成層圏では鉛直流の変化と良い一致が見られる。しかし、気温傾向からは成層圏の変化が対流圏には及んでいるようには見えない。一方、赤道南半球で平均した OLR の時系列を見ると、2011 年では下降流が増加すると、対流は減少し、2009 年では上昇流が増加すると対流は増加している。つまり、対流圏では鉛直流の変化に応じて対流が変化して、断熱加熱の変化を打ち消すので気温の変化は見いだせなくなると理解できる。

MJO への影響

対流圏にはマデン・ジュリアン振動(MJO)の様な対流圏独自の対流活動の変動があるので、この様な対流圏変動との相互作用を簡単に見てみる。2011 年 11 月は MJO に伴う対流活動が極めて活発であった。図 5 に 2011 年 11 月下旬から 12 月上旬の連続した 7 日平均 OLR の気候値からの偏差を示す。11 月下旬には MJO に伴った活発な積雲対流活動域が赤道インド洋を東進している (i)。ところが、12 月になって熱帯成層圏で上昇流が減少すると図 3c で見たように赤道域の積雲対流活動は抑制される。この為に海洋大陸付近で対流活動は弱化し(ii)、明瞭な対流活動中心は消滅して MJO は減衰する(iii)。成層圏の気温が再び冷却してくる 12 月 20 日頃になると赤道インド洋で対流が活発になり MJO が再び発現する。

まとめ

成層圏界面の亜熱帯ジェットの変動に起因する鉛直流の変化から熱帯成層圏の気温が急上昇する現象が見いだされた。この現象において、熱帯成層圏の上昇流の弱化に伴って対流圏の赤道南半球で対流活動の抑制がみられた。これは、SSW 現象に際して熱帯成層圏の上昇流の増加に伴い対流活動が活発化するのとちょうど逆の結果となっており、これまでの結果と整合的である。

謝辞

本解析には気象庁気候情報課の開発による「異常気象分析ツール」を利用させていただきました。

参考文献

Eguchi, N., and K. Kodera (2010), Impacts of stratospheric sudden warming event on tropical clouds and moisture fields in the TTL: A Case Study, *SOLA*, 6, *137−140*, *doi:10.2151/sola. 2010-035.*

Kodera, K. (2006), Influence of stratospheric sudden warming on the equatorial troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L06804, doi:10.1029/2005GL 024510.

Kodera, K., H. Mukougawa, and Y. Kuroda (2011a), A general circulation model study of the impact of a stratospheric sudden warming event on tropical convection, *SOLA*, *7*, *197−200.*

Kodera K., N. Eguchi, J-N. Lee, Y. Kuroda, and S. Yukimoto (2011b), Sudden changes in the tropical stratospheric and tropospheric circulation during January 2009, *J. Meteorol. Soc. Japan*, 89, 283–290.

Yoshida, K., and K. Yamazaki, 2011: Tropical cooling in the case of stratospheric sudden warming in January 2009: focus on the tropical tropopause layer. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 6325−6336.

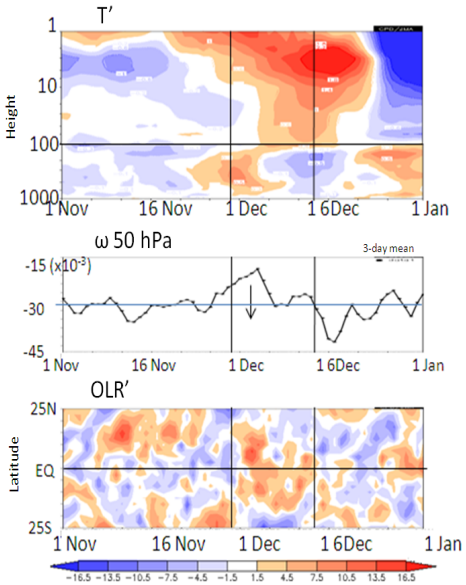

図 3. (a) 熱帯域気温偏差の高度－時間断面. (b) 50hPa における気圧座標系鉛直速度。(c) 熱帯における帯状平均 OLR 偏差の緯度-時間断面。

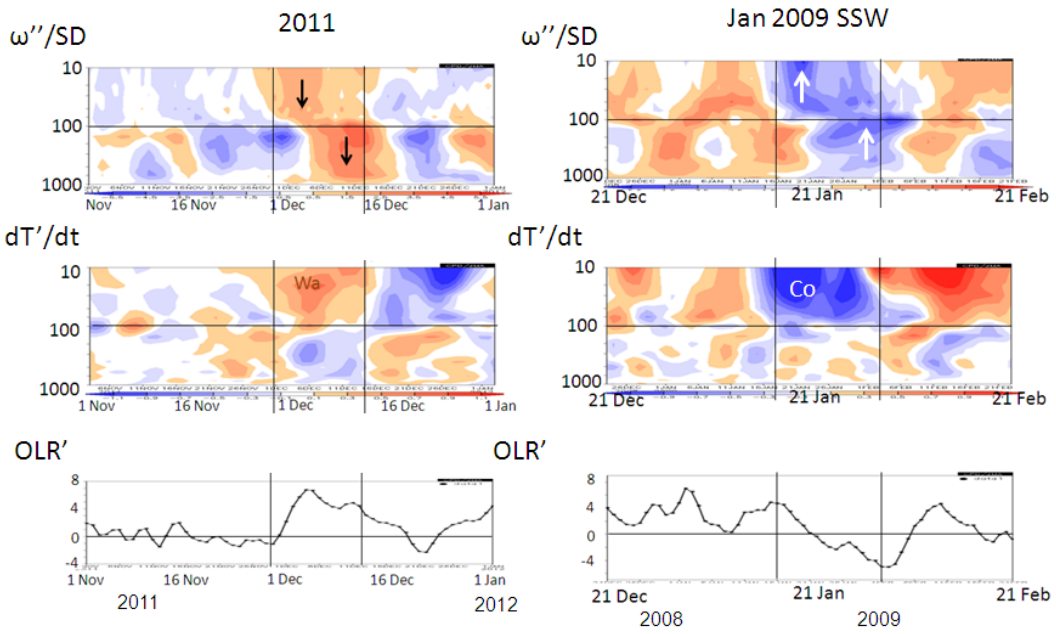

図 4. 赤道南半球（15°S-5°N）平均： (a)規格化気圧座標系鉛直流偏差の高度－時間断面。(b) (a)と同様、ただし気温偏差の時間傾向。(c) OLR 偏差の時系列。左列は今回の熱帯昇温現象のあった 2011 年、右列は成層圏突然昇温に伴う熱帯降温のあった 2009 年。現象のあった時期を含む２ヶ月間を示す。矢印は鉛直流の向き、Wa は温暖傾向、Co は寒冷傾向を表す。

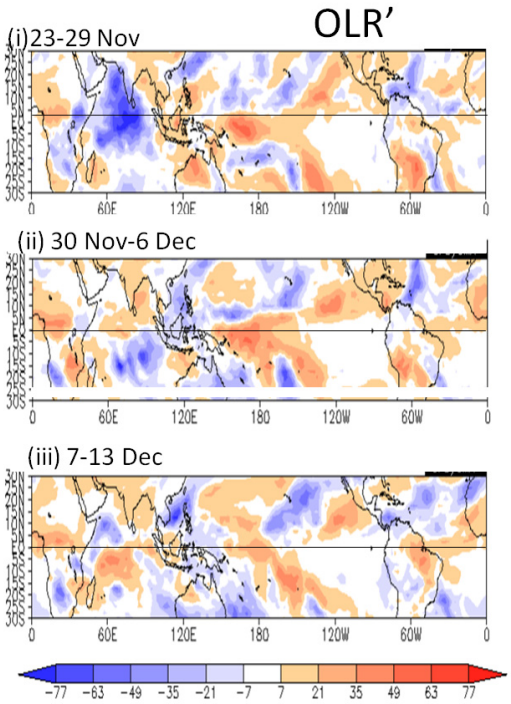

図 5. 7 日平均 OLR の気候値からの偏差：(i) 2011 年 11 月 23～29 日、(ii) 2011 年 11 月 30 ～12 月 6 日、(iii) 2011 年 12 月 7～13 日