Japan Society of Fluid Mechanics

日本流体力学会年会 2003 講演論文集

E-131

暖水域に対する熱帯大気応答のアンサンブル水惑星実験による研究

Tropical Precipitation Patterns in Response to a Local Warm SST Area: an Ensemble Aqua Planet Study

○中島健介 (九大 理), 山田由貴子 (北大 理), 石渡正樹 (北大 地球環境), 林 祥介 (北大 理)

Kensuke NAKAJIMA*, Yukiko YAMADA**, Masaki ISHIWATARI***, Yoshi-Yuki HAYASHI**
* Dept. of Earth and Planetary Sci., Kyushu University, Hakozaki, Fukuoka 812-8581, Japan
** Division of Earth and Planetary Sci., Hokkaido University, Sapporo 060-0810, Japan
*** Graduate School of Environmental Earth Sci., Hokkaido University, Sapporo 060-0810, Japan

The initial development of the atmospheric response to a warm SST anomaly placed at the equator is examined by way of an ensemble switch-on experiment with an aqua planet GCM. An ensemble average of the size of 128 satisfactory reduces the transient noise and reveal the character of the response which follows. In a few days after the switch-on of the SST anomaly, a convection center develops, and a global increase of surface pressure occurs as a barotropic response to the heating. The response afterward is consistent with Gill (1980); a warm Kelvin/Rossby wave-like anomaly is emitted to the east/west of the convection center, except that the characteristic wave speed is that of moist gravity waves. After several days, precipitation is intensified/suppressed to the east/west of the SST anomaly because of the surface frictional convergence/divergence caused by relative low/high pressure anomaly along the equator in the Kelvin/Rossby wave-like response.

1. はじめに

赤道付近に存在する対流中心が全熱帯域に与える影響を理解するために, Hosaka *et al*[1] は水を含んだ 3 次元プリミティブモデルを用い, 局在する暖水域を赤道域に与えた水惑星実験を行った. 彼らは長時間平均を観察し, 暖水域の東側の広範な領域で降水が増加する一方, 西側で降水が減少するという結果を得た. 一方、暖水域の導入後にこの応答がどのような経過で確立されていくかは、格子スケールの対流活動と季節内変動とに起因するノイズが初期応答をマスクしてしまうため、十分には解明できなかった。そこで豊田ら [1] は共通の境界条件の下で一群の異なる初期条件からモデルを時間積分するアンサンブル実験によりこれらのノイズの影響を除去することを試み, O(100) 個のアンサンブル平均を行えば応答の時間発展が追えることを示したが, そのメカニズムについては調べていない. 本研究では, 128 個のメンバからなるアンサンブル実験を再度行い, 応答形成過程の吟味を通じて応答のメカニズムを考察する.

2. モデルと実験設定

数値モデルは球面 3 次元プリミティブ方程式系に基づき [3], 湿潤対流調節と放射過程 (長波の吸収だけを簡略に考慮) を含む (解像度は水平 T42, 鉛直 16 層). 境界条件 (SST 分布) は固定 SST であり、暖水域は赤道上東経 180 度を中心とした東西 40 度, 南北 20 度の矩形である. 最高温の格子点は暖水域外より 3.4K 高い. 個々の暖水域実験は暖水域の導入後 50 日間を計算した. アンサンブル実験の各メンバの初期値は以下のように作成した. 等温静止状態を初期条件, 東西一様な SST 分布を境界条件として 7050 日積分をおこなった. その 700 日目から 50 日おきに 128 ケースとったデータを初期値とする.

3. 応答の東西非対称性

図 1 に赤道上のアンサンブル応答の時間発展を示す. 暖水域の導入から 2 日程度で、その直上での降水増加が起る。その後, 暖水域東側では気圧は下がる. この気圧低下は赤道ケルビン波的な水平構造を持ちつつ東に伝播する. その伝播のフロントでは一時的に降水が減少するが, その後回復し, 最終的な降水偏差は正となる. 一方, 暖水域西側では気圧は上

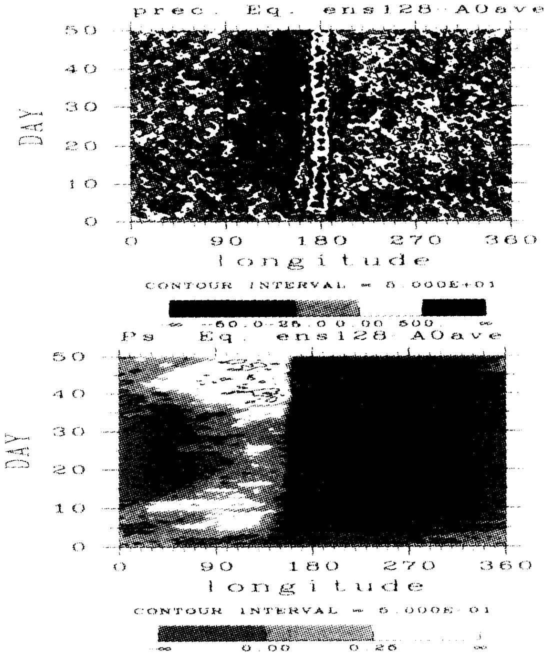

Fig.1 : Time-longitudinal cross sections of ensemble mean anomalies from zonal and temporal average at the equator: precipitation[W/m^2] (top panel) and surface pressure(bottom panel).

がるが, 緯度 15 度付近 (当日示す) では低下しており, この低下部分は赤道ロスビー波の特徴を持ちつつ西に伝播する。この伝播のフロントの到達とともに降水が減少するが, 東側と異なり, そのまま単調に減少する.

これらの特徴の中で, なぜ降水が東西非対称な応答をするのか, および, なぜ西側の気圧応答が正になるのか (Gill[4] の線形応答理論によれば負でなければならない), が説明を要する点である.

NII-Electronic Library Service

Japan Society of Fluid Mechanics

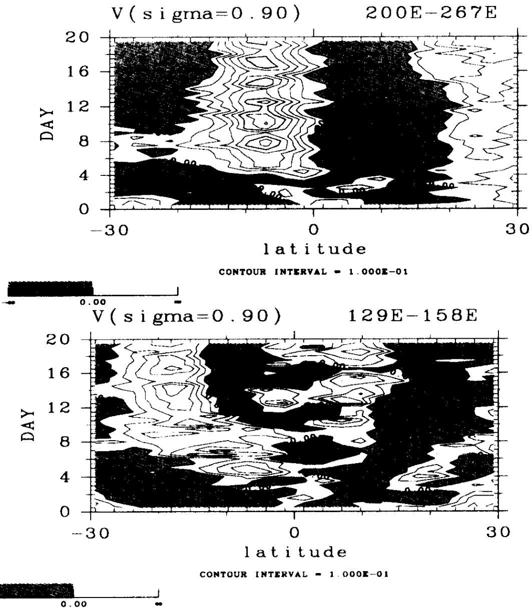

Fig.2 Time evolution of the ensemble mean meridional flow ($\sigma = 0.995$) anomaly from zonal and temporal average averaged zonally in the longitudinal intervals from 200° to 267° (top panel) and from 129° to 158° (bottom panel).

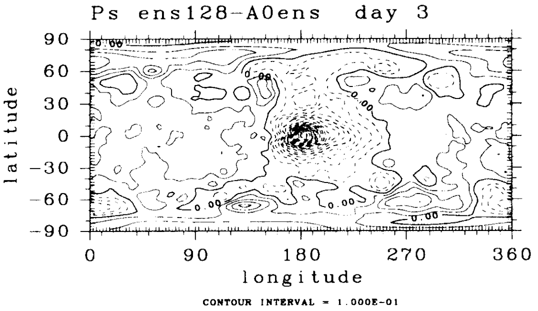

Fig.3 Surface pressure ensemble mean response at day 3. The unit is hPa.

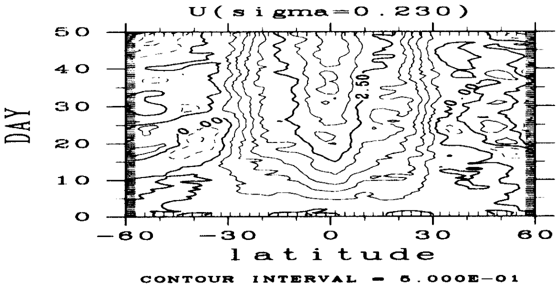

Fig.4 Time-latitudinal cross section of zonally averaged ensemble mean response of westerly wind in the upper troposphere ($\sigma = 0.230$).

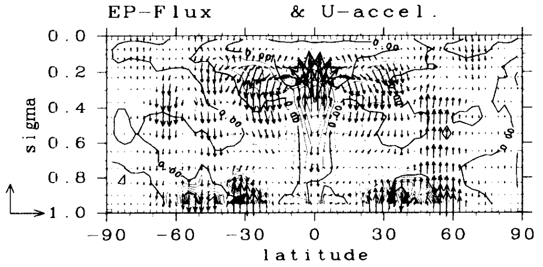

Fig.5 Meridional distribution of ensemble mean response of EP-flux vector (unit vector represents $1.25 \times 10^{-6} m/s^2$) and its divergence (contour interval is $4 \times 10^{-7} m/s^2$).

4. 降水応答の成因

図 2 に, 暖水域東側の降水増加域と暖水域西側の降水減少域でそれぞれ東西平均した, 下層の南北風の緯度分布の時間発展を示す. これに見るように, 東側では 6 日目以降は南北風が赤道に向けて収束しているのに対して, 西側では 10 日目以降に南北風が赤道から発散するようになる. この収束・発散の傾向は, 両領域での最終的な降水偏差の符合を説明する. また赤道上の収束・発散がこの様に対照的となることは, 東側の応答がケルビン波的であり赤道上で最大の気圧負偏差を持つのに対して, 西側の応答がロスビー波的であり赤道上で相対的に気圧偏差が正であることによって説明できる.

5. 全球的な速い応答

実験開始直後の全球的な気圧応答は, 図 3 に示すように, 暖水域の近傍を除いて正になっている. これは 凝結潜熱解放へのラム波応答として理解でき, さらに, 暖水域西側で気圧応答が正になることを説明する第一の要因である.

6. 熱帯のゆっくりした西風加速

熱帯対流圏では, 数十日の時間スケールで, 西風加速が起る (図 4). この原因は, 暖水域導入にともなう擾乱の応答, 特に暖水域の熱源による定常赤道波応答によって運動量輸送の変化が生じ (図 5), それによって赤道対流圏上部で西風加速が起り, これで生じた西風アノマリがハドレー循環によって対流圏中・下層に輸送されることである.

地衡流平衡を考えると熱帯の西風加速は熱帯の気圧上昇を伴うので, この西風加速もまた, 熱帯の気圧上昇, ひいては暖水域西側の正気圧偏差の生成に寄与していることになる.

7. 議論

赤道上の暖水域に対する熱帯大気の応答は, これまで Gill[4] による傾圧的赤道波の力学によって理解されてきた. しかし, 本研究の結果は, この他にラム波的な速やかな気圧上昇と, 加熱アノマリがもたらす擾乱活動の変化によるゆっくりした平均流加速という 2 つの要素の重要性を指摘した.

上の 3 者は, それぞれ異なった応答時定数を持ち, 特に平均流加速に伴う応答の時間スケールは長い. したがって, 季節進行に伴うモンスーンのオンセット, あるいはエルニーニョの進行など, 時間変化する諸条件に対する大気の応答を考察する際には, 単に定常応答を念頭におくのではなく, 応答の時間発展をも考慮する必要があるだろう.

本研究のアンサンブル応答を詳細に見れば, まだノイズレベルは無視できない. さらに応答をきれいに取り出すためには大幅なメンバ数の拡大が必要になるが, アンサンブル実験は基本的に独立な計算からなるので, 並列計算機を用いれば実行可能である. ただし生成される膨大なデータの処理方法の確立が必須である.

引用文献

1) M. Hosaka, et al.: *J. Meteor. Soc. Japan* 76 (1998) 289.

2) 豊田英司 他, 1999: ながれマルチメディア 1999, http://www.nagare.or.jp/mm/99/toyoda/.

3) 地球流体電脳倶楽部, 1997,「地球流体電脳倶楽部版 AGCM5」, http://www.gfd-dennou.org/arch/agcm5.

4) A.E.Gill: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 106 (1980) 447.

NII-Electronic Library Service