

# 熱帯降水に伴う潜熱解放データの解析

－ 熱帯亜熱帯域の対流活動に対する大規模場の力学的・熱力学的効果について －

高藪 縁（東大気候システム研究センター）・重 尚一（大阪府立大学）

## 1. はじめに

熱帯亜熱帯域の対流活動は、暖かい海面水温（SST）による大気的不安定化と大規模循環による安定化との相反する効果に影響される。そのため降水量は、確かに 28°C以上の非常に暖かい SST 域では各段に増加するが、それよりやや低めの SST 域では、必ずしも SST に比例して増加するわけではない。

大気大規模循環の下降域では、対流圏中層の弱い安定層および中下層の乾燥した大気層の存在が、深い対流活動を妨げると考えられている。1980年代まで、熱帯の積雲対流は深い対流と偏東貿易風逆転層域の浅い積雲との2モードを持つと考えられていたが、1992-93年の TOGA-COARE 観測において、0°C高度の弱い安定層と雄大積雲タイプの雲が多く存在することが報告され（Johnson et al. 1999）、熱帯域の対流雲は3モード構造を持つという認識に書き換えられた。この3モード構造は、Madden-Julian 振動に伴う対流活動が浅い積雲、中層までの雄大積雲、深い組織化した積雲対流という3段階の発達段階を示すという時間変化にも見られる

（Kikuchi and Takayabu, 2006）。

大気大循環モデルにおける熱帯の対流活動は、積雲対流パラメタリゼーションによって取り扱われるが、現実よりも二重 ITCZ 傾向になるモデルが多いなど、熱帯降雨分布の再現はあまり成功していない。一方 Bony and Dufrence (2005)は、気候モデルの雲放射強制力感度のモデル間のばらつきが大規模循環の下降域でより大きいことを示した。これは、下降域での深い

対流雲の抑制効果がパラメタリゼーションによってうまく表現されていないことを示唆する。

つまり大規模下降流が対流の発達を妨げるメカニズムの正しい理解は、積雲パラメタリゼーションの改良のために重要な要素である。

Jensen and DelGenio (2006)は、観測データとエントレインメントモデルとを用いた感度実験から、現実大気では気温の安定層よりも乾燥大気のエントレインメントによる浮力の減少の方がより効果的であるという結果を導いた。これは、Takemi et al. (2004)の雲解像モデルの数値実験結果および、海洋上のゾンデデータに

Raymond and Blyth (1992) モデルを適用した診断結果(Takayabu et al. 2006) とも一致する。

本研究では、熱帯降雨観測計画 (TRMM) 衛星による降雨レーダー (PR) 観測データから推定した3次元潜熱加熱データを利用した解析により、大規模場環境と積雲対流活動分布との関係について調べる。

## 2. データと解析手法

TRMM衛星は、1997年12月に打ち上げられて以来、すでに12年余りの期間に及んで世界で唯一の宇宙からの降雨レーダー (PR) 観測を続けている。私達のグループでは、雲解像モデル (Goddard Cumulus Ensemble Model) による TOGA-COAREシミュレーションの実験結果から、雨と潜熱加熱を3次元的に対応させるテーブルを作成してPRデータに適用し、潜熱加熱の3次元データ (Spectral Latent Heating data : SLH data) を作成した。テーブルは対

流雨の降雨頂高度と層状雨の融解層高度での降雨強度に対する雨-潜熱鉛直分布のスペクトル形式になっている (Shige et al., 2004, 2007 他)

(<http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/lh/index.html>にてデータ公開中)

本研究では、SLH のグリッド化データから大規模スケールの非断熱加熱  $Q1-QR$  (式 1) を用いた。 $Q1$  は apparent heat source (Yanai et al. 1973)、 $QR$  は放射加熱である。SLH アルゴリズムは、雲解像モデルの中の凝結、蒸発、乱流フラックス値をテーブル化して用いるが、放射加熱については雨の高さや強さに対するテーブル化が適さないため、解析には  $Q1-QR$  を用いる。

$$Q1 \equiv \frac{D\bar{s}}{Dt} = \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla \bar{s} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{s}}{\partial p}$$

$$= QR + L(\bar{c} - \bar{e}) - \nabla \cdot \bar{s}'v' - \frac{\partial}{\partial p} \bar{s}'\omega'$$

where  $s = CpT + gz$  dry static energy (1)

環境場の解析には、気象庁客観解析データおよび NOAA の OI\_SST データを用いた。解析期間は 1998 年から 2005 年の 8 年間である。

### 3. 結果

熱帯域の海上、陸上平均の  $Q1-QR$  プロファ

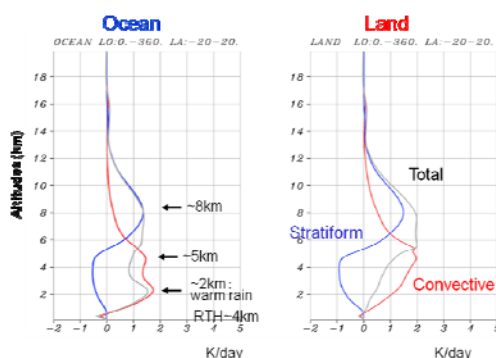


図 1 : 20° N-20° S の海上 (左)、陸上 (右) 平均の  $Q1-QR$  鉛直分布。赤線は対流雨、青線は層状雨に伴う  $Q1-QR$ 、灰色はトータル。

イルを図 1 に示す。対流雨に伴う  $Q1-QR$  は、海上では 2km 付近と 5km 付近との 2 つのピークがあるのに対し、陸上では、5km ピークのみが顕著である。スペクトルテーブルに戻ると、2km のピークは降雨頂高度 4-5km の雄大積雲などに伴うのに対し、5km のピークは深い対流雨に伴う潜熱であることがわかる。つまり、雄大積雲の浅い加熱は、陸上に比べ海上で圧倒的に多い。一方、層状雨の潜熱プロファイルは対流圏上層での加熱と下層での冷却に特徴づけられ、海上と陸上とでよく似ている。つまり組織化した雲システムに伴う層状性降雨が卓越していることがわかる。その結果トータルでは、8km 付近の対流圏上層および 2km 付近の下層のピークが特徴的となる。

10-year mean  $Q1-QR$  & SST JJA 98-07

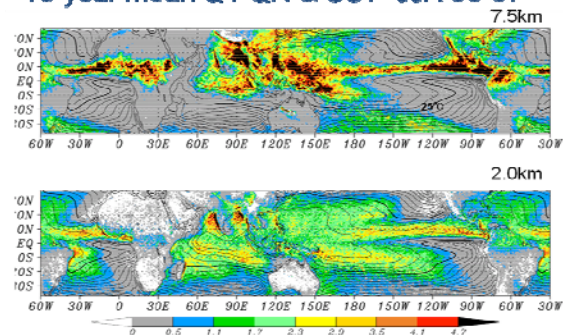


図 2 : 1998-2007 年 6-8 月平均の対流圏上層 (7.5km) と下層 (2.0km) における加熱 ( $Q1-QR$ ) 分布。等値線は海面水温分布。

そこで、深い対流活動と雄大積雲とを代表する高さとして 7.5km および 2km を選び、加熱水平分布を図 2 に示す。上層の加熱分布は降雨量分布 (省略) とよく似通っており、海面水温の非常に高い地域で大きい値を示すが、必ずしも海面水温に従っているわけではない。一方下層加熱は、より低温域まで忠実に海面水温分布に従っている様子がある。また、雄大積雲の加熱は、陸上には少なく海上に卓越していることも顕著である。

図3は、下層と上層の加熱の SST に対する散布図である。7.5km を見ると、深い対流に対して SST は閾值的に働いている。この関係は、以前から降雨量と海面水温との関係に対して示されている結果 (e.g. Gadgil et al. 1984) と同様である。これに対し、雄大積雲に伴う浅い加熱は、SST に対してきれいな線形相関があることが発見される。

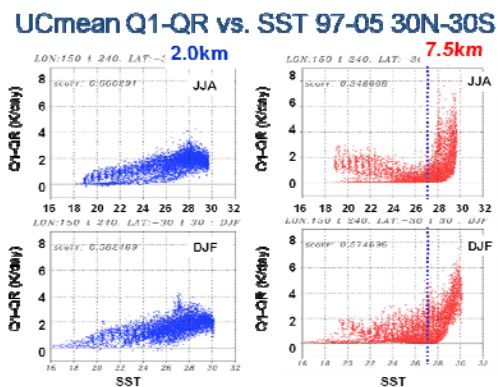


図3: 2.0km と 7.5km における Q1-QR の SST に対する散布図。データは各年の 30N-30S 域で緯度経度 1 度の各格子上での上段は 6-8 月平均、下段は 12-2 月平均の値を利用している。TRMM 観測の日変化のサンプル数をそろえるため 3 か月平均を用いている。

9-11 月の平均加熱分布の南緯 10 度での東西鉛直断面を図 4 に示す。160W-80W の東太平洋域に注目すると、亜熱帯高気圧下の大規模循環下降域にあたり、700hPa 付近に安定層が見られ、降雨に伴う加熱分布はその付近で著しく堰止められていることがわかる。

通常、大規模循環と SST 分布とは深く関係しているため、下降域の抑制と SST の効果とを簡単に切り離すことはできない。そこで、比較的低い (22°C) 海面水温域と高温 (28°C) 域とを区別し、500hPa の鉛直速度  $\omega$  ( $=dp/dt$ ) に対して Q1-QR の降雨条件下での平均値をプロットしたものを比較する (図 5)。まず、降水に伴う加熱が、顕著に 2 モードで、6-8km ピークの深い加熱から 2km ピークの浅い加熱への入れ

替わりは大規模鉛直流に強く支配されていることに気付く。これは対流雨に伴う加熱が下降流域で顕著に抑制されることによるが、その関係は海面水温にほとんど依存していない。一方、層状性降雨は、(降雨条件下での) 鉛直分布はそれほど変化しない。なお、TRMM 降雨レーダ

Q1-QR,  $\theta_{es}$  JRA25 SON98-05 10S

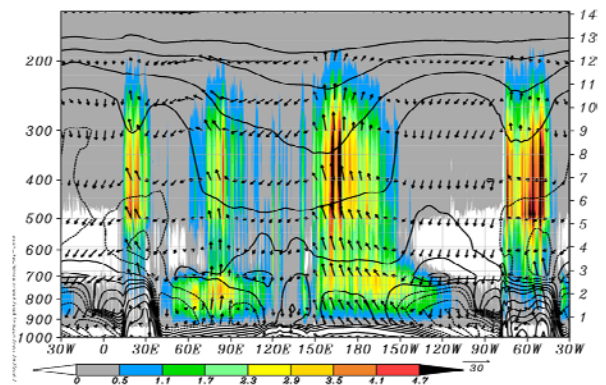


図4: 9-11 月の平均加熱分布の南緯 10 度での東西鉛直断面 (カラー)。等値線は飽和相当温位、ベクトルは平均東西鉛直風。鉛直流は拡大されている。

Cnd-Mean Q1-QR vs.  $\omega$ 500hPa Ocean 30N30S 98-04

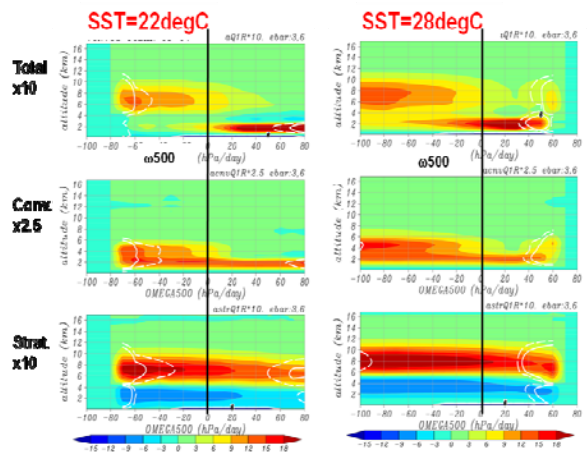


図5: SST22°Cおよび 28°C格子のデータを使ってプロットした鉛直速度と Q1-QR 加熱の条件付き平均プロファイルとの関係。横軸は 500hPa の  $\omega$ 、縦軸は高度。それぞれ黒い線の左側は上昇域、右側は下降域。上図はトータル、中図は対流雨に伴う加熱、下図は層状雨に伴う加熱。見やすさのためにそれぞれに異なる係数 (10,2.5,10) が乗じられていることに注意。

一は浅い積雲や層積雲に伴う弱い雨に対する感度はないため、ここでの2モードは、Johnsonらの指摘している3モードの上から2つ、つまり深い対流と0°Cレベルで止められる雄大積雲との2つに対応することに注意されたい。

大規模下降流がいかにして深い対流を抑制するかについては、イントロで紹介したような先行研究から対流圏中下層の乾燥空気のエントレインメントが効果的であると考えられる。湿度の鉛直分布を図5と同様に $\omega$ 500hPaに対して描くと、20-40 hPa/dayの下降域において、海面水温の違いに依らず600-700hPa付近の乾燥域が見られ(図略)、その見解に一致する。

#### 4. 議論

本研究は、TRMM衛星データから求めた加熱プロファイルの解析から、熱帯亜熱帯海上においてある程度の(moderateな)降水を伴う積雲対流システムは、深い対流システムと雄大積雲との顕著な2モードから成り立つことを示した。深いシステムは大規模下降域による抑制が強く働いているのに対し、雄大積雲は海面水温に伴うCAPEに敏感に反応して発生していることが示された。

大気大循環モデルにおいて二重ITCZの問題が多く報告されるが、上の結果から雄大積雲が卓越すべき地域に深い対流が立ってしまうという問題であることがわかる。Blyth(1993)はエントレインメントが対流雲の全ての高度および少なくとも発達中の雲においては雲頂で生じているはずであると指摘した。二重ITCZの問題は、エントレインメントの仮定をより現実的に変更し、深い対流を正しく抑制するメカニズムを入れた積雲パラメタリゼーションの導入によって改善する可能性がある(Chikira, 気象学会2008年春季大会)。

#### 参考文献

- Blyth, A. M., 1993: Entrainment in cumulus clouds, *J. Appl. Meteor.* 32, 626-641.
- Bony S., and J.-L. Dufrence, 1995: Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.* 32, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Gadgil S., P. V. Joseph, and N. V. Joshi, 1984: Ocean-atmosphere coupling over monsoon regions. *Nature*, 312, 141-143.
- Jensen, M. P., and A. D. Del Genio, 2006: Factors limiting convective cloud-top height at the ARM Nauru Island climate research facility. *J. Climate*, 19, 2105-2117.
- Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert, 1999: Trimodal Characteristics of Tropical Convection. *J. Climate*, 12, 2397-2418
- Kikuchi, K., and Y. N. Takayabu, 2004: The development of organized convection associated with the MJO during TOGA COARE IOP: Trimodal characteristics. *Geoph. Res. Lett.*, 31, L10101.
- Raymond, D. J., and A. M. Blyth, 1992: Extension of the stochastic mixing model to cumulonimbus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1968-1983.
- Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao, and C.-L. Shie, 2007: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part II: Algorithm improvement and heating estimates over tropical ocean regions. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46, 1098-1124.
- Takayabu, Y. N., J. Yokomori, and K. Yoneyama, 2006: A diagnostic study on interactions between atmospheric thermodynamic structure and cumulus convection over the tropical western Pacific Ocean and over the Indochina Peninsula. *J. Meteor. Soc. Japan*, vol.84A, 151-169.
- Takemi, T., O. Hirayama, and C. Liu, 2004: Factors responsible for the vertical development of tropical oceanic cumulus convection. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11109, doi:10.1029/2004GL020225.
- Yanai, M., S. Esbensen, and J.-H. Chu, 1993: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.* 30, 611-627.