

気象庁 1 か月予報モデルの潜熱加熱率の検証

新保 明彦・佐藤 均・徳廣 貴之・高橋 清利（気象庁 気候情報課）

本山 龍也（東京管区気象台 気候・調査課）

尾瀬 智昭（気象研究所 気候研究部）

中澤 哲夫（気象研究所 台風研究部）

1. はじめに

現業天気予報から温暖化予測、また異常気象や気候変動などを対象とした研究において、数値予報モデルは重要なツールとなっており、高精度化は重要な課題である。その高精度化に向けた課題の一つとして、積雲対流と雲のパラメタリゼーションの改善が挙げられる。その開発や検証において、特に雲とその性質（雲量や雲水量、加熱率や放射過程への寄与など）の鉛直構造については、これまでは集中観測等の限られたデータの利用に留まっていたが、昨今、TRMM や Cloudsat、CALIPSO などの衛星による観測の高度化に伴い、鉛直構造について、より時間的空間的に詳細なデータを用いることが可能になってきている（e.g., Shige et al. 2007; Jiang et al. 2009）。

本研究では、2006 年 12 月後半にインド洋で活発となった MJO の事例を対象として、TRMM 衛星に基づく潜熱加熱率データ（以下、TRMM-SLH）の日別値を用い、平均と出現頻度の鉛直分布を、複数の水平解像度について調べる。また、同じ事例を対象とした気象庁 1 か月予報モデルの結果を用いて、熱帯における積雲対流と雲のパラメタリゼーションによって生成される加熱率を検証する。

2. データと実験設定

検証のための潜熱加熱率データとして、TRMM-SLH（Shige et al. 2004, 2007）を用い

る。TRMM-SLH では、TRMM PR による観測された降水プロファイルに、雲解像度モデルによるシミュレーション結果から求められた lookup テーブルを用いて、「潜熱加熱率（LH）」と「見かけの加熱率（ Q_1 ）-放射による加熱率（ Q_R ）（以下、 Q_{IR} ）」（Yanai et al. 1973）を求めている。ここでは、モデルとの比較を考慮し Q_{IR} を用いる。水平解像度は 0.5 度格子、鉛直層は 19 層（高度 1km までは 0.5km、それより上空は 1km ごと）で、日別で軌道ごとのデータである。解像度依存性を調べるため、元々の 0.5 度格子（熱帯で約 55km 四方）のデータを、1.0 度格子（約 110km; 0.5 度格子 2×2 格子）、1.5 度格子（約 165km; 同 3×3 格子）に変換し検証する。用いる要素は降水面積と加熱率で、それぞれ対流性降水、層状性降水に分類されている。今回は加熱率と降水面積が 0 より大きい格子のみを対象とする。出現頻度は 2 K day^{-1} ごとに求める。

予測には、気象庁 1 か月予報モデル（2007 年 3 月から 2008 年 2 月まで現業運用していたバージョン）を用いる。モデルの水平解像度は TL159（1.125 度格子、熱帯で約 120km）で、鉛直 40 層（最上層は 0.4hPa）である。物理過程として、積雲対流パラメタリゼーションは予測型 Arakawa-Schubert スキーム（Arakawa and Schubert 1974; Pan and Randall 1998）、雲のパラメタリゼーションは確率密度関数型のスキーム（Smith 1990）である。用いる要素として、降水量は対流性降水（＝

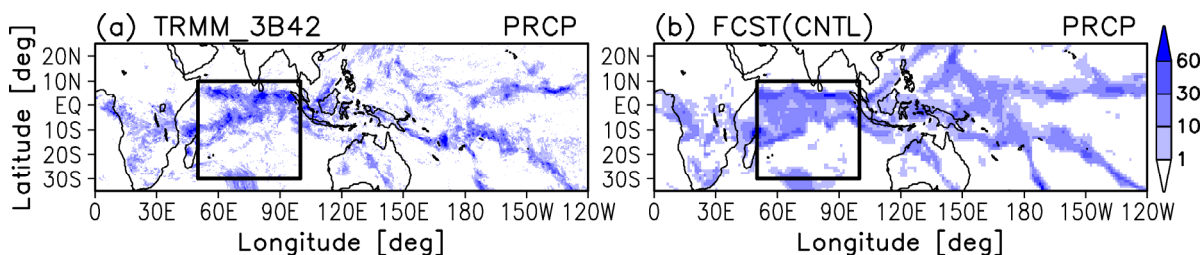


図1 2006年12月22日を対象とした日平均降水量 [mm day^{-1}]の平面図。(a)観測(TRMM 3B42)、(b)予測(初期時刻は2006年12月21日12UTC)。TRMM 3B42、予測共に3時間降水量を基に描画。図中の四角は今回検証対象としたインド洋域 (50°E - 100°E , 30°S - 10°N)を示す。

積雲対流パラメタリゼーション)、層状性降水 (=雲パラメタリゼーション) を用いる。加熱率は、放射過程(短波、長波)、湿潤過程(積雲対流、雲)、鉛直拡散、移流項に分けられるが、ここでは TRMM-SLH の Q_{IR} (=対流性降水+層状性降水) との比較を考慮して、「積雲対流+雲+鉛直拡散の合計」を検証する。以下、この加熱率の合計を $dT/dt|_{\text{DH}}$ と示す。ここで鉛直拡散による加熱率は Q_{IR} に含まれるため $dT/dt|_{\text{DH}}$ に加えているが、境界層より上では $dT/dt|_{\text{DH}}$ への寄与は小さい。モデルの出力間隔は3時間ごとで、3時間平均値を検証に用いる。これは TRMM-SLH データが日別値であるが、実際には衛星がその軌道を通じた瞬間に対するデータであることによる。また、今回の検証では3時間降水量が 1mm day^{-1} ($=0.125\text{mm 3hr}^{-1}$) 未満の格子は除外した。これは TRMM-SLH でも非常に弱い雨を除外 (0.3mm h^{-1} を閾値 Shige et al. 2007) していることを考慮している。加熱率の出現頻度の求め方は TRMM-SLH と同様である。

今回対象とした検証領域はインド洋 (50°E - 100°E , 30°S - 10°N ; Shige et al. (2007) と同様) で、期間は2006年12月22日から28日(7日間)、予測の初期時刻は2006年12月21日12UTCである。この期間はMJOの対流活発な位相がインド洋に存在していた期間に相当する。図1は、2006年12月22日の日平均降水量の平面図で、(a)はTRMMによる観測された降水量(TRMM 3B42)、(b)

は予測である。図中の四角は今回の検証領域(インド洋)を示し、実況、予測ともインド洋で対流活動が活発で、予測における降水の再現性もよいことが確認できる。

3. TRMM-SLH の加熱率

3.1 平均と出現頻度の鉛直分布

図2は、2006年12月22日から28日の7日間におけるインド洋を対象としたTRMM-SLH の Q_{IR} の平均、図3は同じく Q_{IR} の出現頻度の鉛直分布である。評価する格子の水平解像度は0.5度、1.0度、1.5度である。まず0.5度格子に注目する。平均分布(図2a)では、高度7km付近に加熱のピークが存在する。これは、Shige et al. (2007)で示された月平均の結果と矛盾しない。総加熱率への寄与として、対流性降水は対流圏全体で加熱の傾向だが、特に対流圏下層にピークがある。一方、層状性降水は対流圏上層(下層)で加熱(冷却)となる。

出現頻度分布(図3a)は加熱の小さい範囲に集中しており、必ずしも平均分布の周辺で頻度が大きいわけではない。また、対流圏上層では加熱の範囲のみに出現頻度が見られるのに対し、下層(高度4kmより下)では冷却の範囲に出現頻度が見られる。この冷却は、層状性降水による寄与が大きいことは平均分布(図2a)から理解できる。図3における緑色の線は、出現頻度を冷却から加熱の方向に積算したときに、5%と95%の積算出現頻度を示し、この間は90%の出現確率の

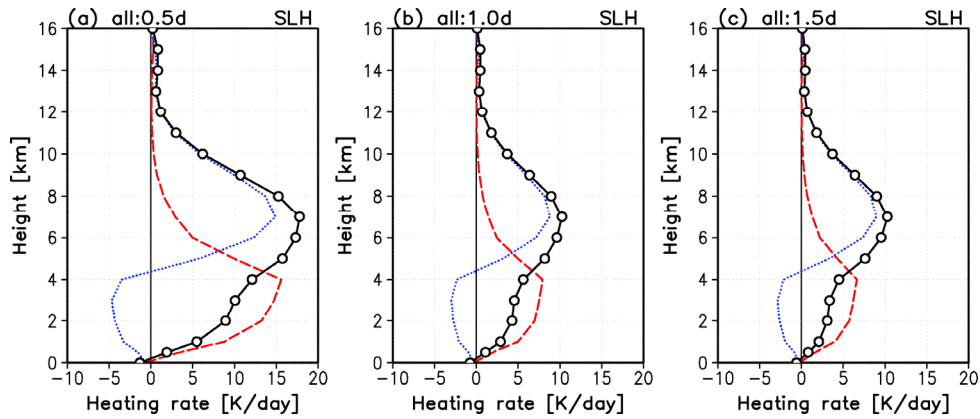


図2 TRMM-SLHの Q_{1R} の平均の鉛直分布。対象期間は2006年12月22日から28日の7日間で、領域はインド洋域(50°E-100°E、30°S-10°N)。(a)0.5度格子、(b)1.0度格子、(c)1.5度格子。横軸は加熱率[K day⁻¹]、縦軸は高度[km]。黒実線に白丸(○)は総加熱率(対流性降水+層状性降水)、赤破線は対流性降水、青点線は層状性降水に伴う加熱率。

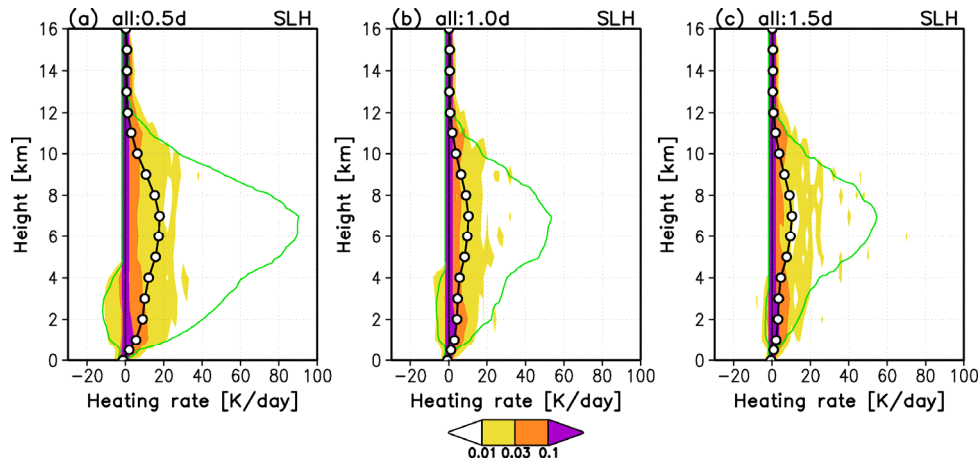


図3 TRMM-SLHの Q_{1R} の出現頻度の鉛直分布。対象期間と領域は図2と同様。(a)0.5度格子、(b)1.0度格子、(c)1.5度格子。横軸は加熱率[K day⁻¹]、縦軸は高度[km]。陰影は出現頻度で、2K day⁻¹ごとに出現頻度を算出(カラーバー参照)。緑線は出現頻度を冷却から加熱の方向に積算した場合の5%と95%の積算出現頻度を示し、その間は90%の出現確率の範囲であることを示す。黒実線に白丸(○)は総加熱率(対流性降水+層状性降水)の平均。横軸の範囲が図2とは異なるので注意。

範囲であることを示している。これより、平均分布で総加熱量のピークが見られた高度7km付近では加熱率の格子ごとのばらつきが大きいことがわかる。

水平解像度への依存性を見ると、平均分布(図2)では、総加熱量、対流性降水と層状性降水の寄与はそれぞれ鉛直方向の分布は似ているが、0.5度に対して1.0度と1.5度は加熱と冷却の大きさが小さく、約半分である。出現頻度分布(図3)についても平均分布と

同様に、その分布の形状は似ているが、格子ごとのばらつきが0.5度に対して1.0度と1.5度では小さい。対流圏下層(高度4km以下)では冷却の頻度が見られるのが特徴的だが、その頻度は0.5度、1.0度、1.5度と水平解像度が粗くなるほど小さくなる傾向が見られる。これは対流圏上層の加熱のばらつきが1.0度と1.5度で似ていることと異なる傾向である。

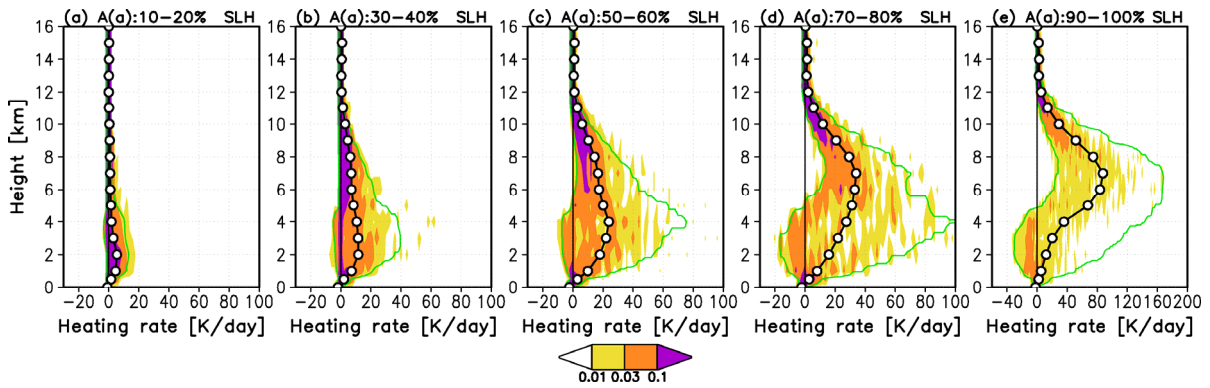


図4 図3と同様。但し0.5度格子について降水面積ごとに集計。それぞれ降水面積が、(a)10-20、(b)30-40、(c)50-60、(d)70-80、(e)90-100%。(e)のみ横軸の範囲が異なることに注意。

3.2 総降水面積の違いに対する依存性

図4は、0.5度格子の出現頻度分布(図3a)について、各格子における総降水面積ごとに分けて出現頻度分布を求めたものである。降水面積が10-20%(図4a)では対流圏下層(高度4km以下)で加熱が見られ、その後降水面積が増えるにつれて加熱の頂上の高度が高くなるとともに対流圏全体で加熱が大き

くなる(図4b、c)。このときの加熱のピークは、差は小さいながら高度4km付近に存在するが、一方でその出現頻度のばらつきも他の高度と比べて大きい。降水面積が70-80%(図4d)になると加熱の平均のピークは高度7km付近となるが、このときのばらつきは高度4km付近の方が大きい。そして降水面積が90-100%(図4e)になると加熱の平均、ばらつきともに高度7km付近で最も大きくなる。このように降水面積ごとに分割して評価すると、全ての格子を用いて評価した場合と比べて出現頻度の大きい範囲が平均分布の周囲に存在する傾向が強くなるが、降水面積が大きいときの対流圏下層(高度4km以下)では、加熱の平均分布が加熱の範囲であるのに対し冷却の範囲に出現頻度のピークがあるというような違いも見られる。

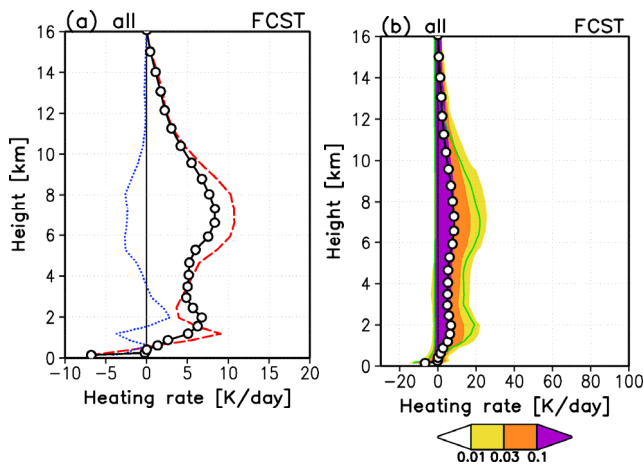


図5 モデルの予測における dT/dt_{DH} の(a)平均と、(b)出現頻度分布の鉛直分布。対象期間と領域は図2と同様で、初期時刻は2006年12月21日12UTC。横軸は加熱率[K day⁻¹]、縦軸は高度[km]。黒実線に白丸(○)は総加熱率(対流性降水+層状性降水)、赤破線は対流性降水、青点線は層状性降水に伴う加熱率。(b)の陰影は出現頻度で、2K day⁻¹ごとに出現頻度を算出(カラーバー参照)。緑線は出現頻度を冷却から加熱の方向に積算した場合の5%と95%の積算出現頻度を示し、その間は90%の出現確率の範囲であることを示す。横軸の範囲が(a)と(b)で異なるので注意。

4. 1か月予報モデルによる加熱率

4.1 平均と出現頻度の鉛直分布

図5は2006年12月21日12UTCを初期時刻とする1か月予報モデルにおける dT/dt_{DH} と対流性降水(積雲対流パラメタリゼーション)、層状性降水(雲パラメタリゼーション)の平均と出現頻度の鉛直分布である。対象期

間、対象領域は TRMM-SLH を評価した期間、領域と同様である。1 か月予報モデルの水平解像度は 1.125 度格子 (TL159) なので、以下 TRMM-SLH と比較する際には、1.0 度格子の結果 (図 2b、3b) を参照する。平均分布 (図 5a) では、 $dT/dt|_{DH}$ について高度 7km と 2km にピークが見られる。高度 7km のピークは TRMM-SLH の Q_{IR} (図 2b) と整合的であるが、高度 2km のピークは TRMM-SLH の Q_{IR} には見られない。このことは、モデルにおける浅い対流の再現性に問題がある可能性を示唆している。また、TRMM-SLH の Q_{IR} では高度 13km 以上では加熱は小さいのに対し、モデルでは高度 15km 付近まで加熱が見られる。しかしこの対流圏界面付近の差異については、TRMM-SLH が TRMM PR 降水データを基にしていることから、対流圏界面付近の加熱量を精度よく見積もれていない可能性も指摘されている (e.g., Shige et al. 2009)。

図 5b は、モデルの $dT/dt|_{DH}$ の出現頻度分布である。TRMM-SLH の Q_{IR} の出現頻度分布 (図 3b) と比べると、そのばらつきが小さいこと、対流圏下層で冷却の範囲に出現頻度が見られないことが特徴的である。

4.2 対流性降水と層状性降水による寄与

加熱率を対流性、層状性に分けて考える (図 5a)。対流性降水 (積雲対流パラメタリゼーション) による加熱率の平均分布は、対流圏全体で加熱だが、そのピークは高度 6-8km と高度 1km 付近に存在し、層状性降水 (雲パラメタリゼーション) による加熱率は、高度 2km 付近で加熱の他は対流圏全体で冷却となっており、TRMM-SLH の Q_{IR} の平均分布 (図 2b) とは異なる。この違いについては、予測精度による影響もあるかもしれないが、TRMM-SLH で対流性降水と層状性降水に分類されたものと、モデルの積雲対流と雲のパラメタリゼーションで表現しようと

しているものの違いの影響もあると考えられる。例えば高度 7km 付近の加熱のピークへの寄与は、TRMM-SLH では層状性降水、モデルでは対流性降水 (積雲対流パラメタリゼーション) である。TRMM-SLH の Q_{IR} の層状性降水は基本的にアンビルに伴う降水に対応しているが、その降水に至る雲水は、一部は積雲対流から供給され、一部はアンビルの領域で凝結したものと考えられるが、全て層状性降水の寄与として加熱率が求められている (Shige et al. 2009)。モデルの積雲対流パラメタリゼーションでは積雲対流から格子平均場への雲水の放出 (デトレインメント) が考慮されているが、その凝結に伴う加熱率は積雲対流パラメタリゼーションによる効果として求められる。このような違いを考慮すると、TRMM-SLH とモデルにおいて対流性降水と層状性降水の加熱率を比較するときには注意が必要であると考えられる。

4.3 総降水量の違いに対する依存性

3.2 節では、TRMM-SLH の Q_{IR} の出現頻度分布を降水面積ごとに分けて評価した。1 か月予報モデルでは、降水面積は格子平均場の状況に関わらず 50% で一定と仮定しているため、同様の分類はできない。TRMM-SLH の Q_{IR} における降水面積ごとの総加熱率の平均分布 (図 4) を見ると、降水面積が増加するごとに加熱率の平均分布の鉛直積分、すなわち総降水量も大きくなっていると考えられる。そこで、以下ではモデルの $dT/dt|_{DH}$ について総降水量により分類した結果を示す。

図 6 は、モデルの総降水量ごとに分類した $dT/dt|_{DH}$ の出現頻度分布である。TRMM-SLH の Q_{IR} の降水面積による分類 (図 4) と単純には比較できないが、ばらつきが小さく加熱率の平均の周囲に出現頻度が分布していること、降水量の増加とともに対流圏下層で冷却の頻度が増加するような傾向が見えない

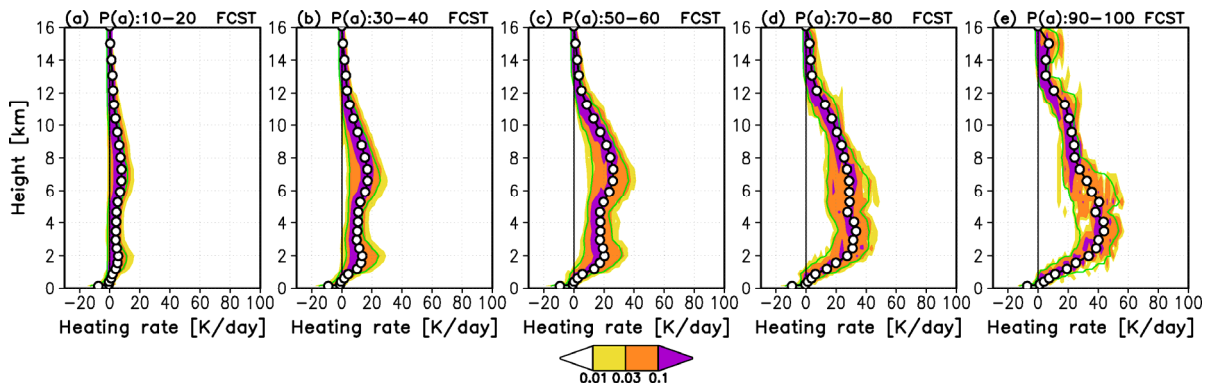


図6 図3と同様。但しモデルによる予測で、降水量ごとに集計。それぞれ降水量が、(a)10-20、(b)30-40、(c)50-60、(d)70-80、(e)90-100 mm day⁻¹。

ことなどが TRMM-SLH の Q_{IR} の結果と異なる。

また、総降水量が多いほど対流圏下層（高度 6km 以下）で加熱率が大きくなる傾向も TRMM-SLH の Q_{IR} とは異なる。TRMM-SLH の加熱率の算出の際には、層状性降水としてこのような背の低い層状性降水の加熱率への寄与は小さいとし、アンビルによる寄与を層状性降水による寄与としているが（Shige et al. 2007, 2009）、モデルでは例えば 70 mm/day を超えるような強い雨は、背の低い層状性降水の寄与が大きい。但し、その出現頻度は小さく、全ての格子から求めた出現頻度分布（図 4b）への寄与は小さいことを考慮すると、TRMM-SLH の Q_{IR} で背の低い層状性降水の寄与が考慮されていないことと矛盾はしないのかもしれないが、今回の解析だけでは判断は難しい。これらについては、例えば TRMM-SLH の加熱率の鉛直積算から総降水量に相当する量を算出してそれに基づいて分類し、TRMM-SLH とモデルで同様の指標で分類して比較することでより詳しい評価ができると思われる。

5. まとめ

本研究では、2006 年 12 月後半にインド洋で活発となった MJO の事例を対象として、

TRMM-SLH 日別潜熱加熱率 (Q_{IR}) を用い、降水が観測された格子における平均と出現頻度の鉛直分布を調べた。

平均分布は高度 7km 付近にピークをもち、対流性降水の加熱率は対流圏全体で加熱だが下層にピーク、層状性降水の加熱率は上層で加熱、下層で冷却の傾向であった。これらは、Shige et al. (2007) で月平均から求められた傾向と整合していた。出現頻度は平均分布にピークが見られた高度 7km 付近でばらつきが大きく、また対流圏下層（高度 4km 以下）で冷却の範囲に出現頻度が見られた。水平解像度への依存性は 0.5 度格子に対して 1.0 度、1.5 度格子では平均分布の値は小さく、出現頻度のばらつきも小さい傾向が見られた。これらはモデルの中の積雲対流や雲のパラメタリゼーションの解像度依存性を考慮することが重要であることを意味すると考えられる。また、出現頻度分布の降水面積に対する依存性としては、特に対流圏下層の冷却の範囲の出現頻度が、降水面積が大きいために現れることが特徴的である。

また、同じ事例について気象庁 1 か月予報モデルの湿潤過程に伴う加熱率の平均分布と出現頻度分布を求め、TRMM-SLH の Q_{IR} の結果と比較した。平均分布では高度 7km 付近にピークが見られる傾向は TRMM-SLH

の Q_{IR} で得られた分布と整合していたが、高度 2km のピーク、高度 13km より上空における加熱などが整合していなかった。出現頻度分布は、加熱率のばらつきがモデルの方が小さいこと、対流圏下層に TRMM-SLH の Q_{IR} に見られた冷却の範囲の出現頻度がモデルで見られないことが特徴的であった。降水量ごとに分類した出現頻度分布からは、ばらつきの小ささとともに、対流圏下層の冷却の頻度が降水量に依存せず見られない。

対流性降水と層状性降水の寄与について、TRMM-SLH とモデルで違いが見られた。この違いについてはモデルの予測精度だけではなく、それぞれが対象としている現象の違いも影響していると思われる。よって、その評価においては、単純に結果の違いを見るだけではなく、それぞれが表している（表そうとしている）現象を理解し、その違いを考慮して比較することが重要であると思われる。

今後は TRMM-SLH とモデルの比較において、比較条件をそろえること、他の事例、領域についての検証を重ね、気象庁 1 か月予報モデルの積雲対流と雲のパラメタリゼーションの改善を図っていきたい。

謝 辞

本研究は、TRMM データ利用公募型共同研究課題「Toward Further Understanding of MJO from TRMM data and JMA Forecast data」の支援により実施された。TRMM-SLH データは、JAXA/EORC の web サイト (http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/index_j.html) から取得した。図の作成には GrADS を用いた。

参考文献

Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus and cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674-701.

Jiang, X., D. E. Waliser, W. S. Olson, W.-K. Tao,

T. S. L'Ecuyer, J.-L. Li, B. Tian, Y. L. Yung, A. M. Tompkins, S. E. Lang, and M. Greco, 2009: Vertical heating structures associated with the MJO as characterized by TRMM estimates, ECMWF reanalyses and forecasts: A case study during 1998-99 winter. *J. Climate*, in press.

Pan, D.-M., and D. Randall, 1998: A cumulus parameterization with a prognostic closure. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 949-981.

Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao, and D. E. Johnson, 2004: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part I: Development of a model-based algorithm. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1095-1113.

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. Clim.*, **46**, 1098-1124.

Shige, S., Y. N. Takayabu, S. Kida, W.-K. Tao, X. Zeng, C. Yokoyama, and T. L'Ecuyer, 2009: Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part IV: Comparisons of lookup tables from two- and three-dimensional cloud-resolving model simulations. *J. Climate*, **22**, 5577-5594.

Smith, R. N. B., 1990: A scheme for prediction layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435-460.

Yanai, M., S. Esbensen, and J.-H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611-627.