

# 全球非静力学モデル NICAM の境界層過程の改善

野田暁・NICAM 開発チーム\*

海洋研究開発機構 地球環境フロンティア研究センター

## 1. はじめに

我々の研究グループではこれまでに全球雲解像モデル, NICAM, を用いて熱帯域の比較的短い時間スケールで起こる大気擾乱の再現とその力学的理解の解明を進めてきた. 現在, NICAM の気候学的な予測/診断性能の向上を目的として, 数ヶ月スケールの時間積分を行い季節進行や熱帯低気圧の統計的振舞の妥当性を調べる検証実験を計画している.

気候モデルとしての精度向上のためには, 激しい対流活動に伴う大気擾乱だけでなく, 大気境界層で発生する比較的穏やかな雲 (下層雲) も重要な対象となる. 特に長期間にわたり維持される下層雲は地球の放射収支に対して大きな影響を与えるため, その再現性は信頼できる気候数値予測を行う上でも重要な要素となる. 本研究では, まず 10 日間の予備試験を行なう. そして, 全球規模の下層雲の再現性を検証し, その向上を試みる.

## 2. 実験設定

水平解像度は全球ほぼ一様であり 14km で, 鉛直解像度は非均一であり最下層で 80m, 高度とともに線形に増加させ最上層 (高度 38km) で 2.9km である. この水平解像度は個々の積雲対流を陽に表現するには十分ではないが, 計算結果の解釈を容易にするために積雲対流パラメタリゼーションは用いない. 現在, 雲の扱いについては平行して感度試験を進めている. 本稿では, 富田ほか (2007, 本予稿集) による雲微物理過程のパラメタリゼーションを用いた実験結果を示す. サブグリッドスケールの乱流輸送過程は Mellor-Yamada Level2 (Mellor and Yamada 1974) を用いる (以下, MY2). 乱流長さスケール,  $L$ , は Blackadar (1962) による定式:  $1/L = 1/(\kappa z) + 1/L_\infty$  を用いる. ここで,  $\kappa$  はカルマン定数,  $z$  は地球表面からの距離で  $L_\infty$  は 100m を用いる.

大気場の初期値は NCEP により提供されている 2.5 度分解能による 6 月 1 日 00UTC の全球解析値を与える. SST は NOAA により提供されているレイノルズ SST を与える.

## 3. 結果

計算開始間もなく対流活動が活発に発達し, 全球平均

降水量は 18 時間後に 5 mm/h 程度の極値を持つ. その後, 減少傾向に転じ, 2 日後には 3~4mm/h 程度の振幅で変動する準定常的な振舞へと変化する (図略).

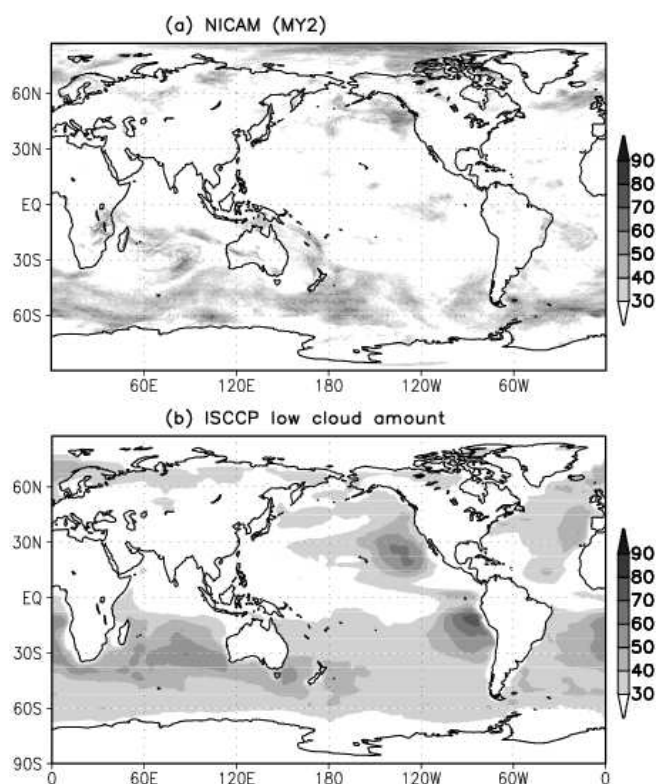


図 1: NICAM と衛星観測による下層雲量 (%) の比較. (a) MY2 について, ISCCP シミュレーターを用いて推定した 6~10 日目の時間平均値. (b) ISCCP による衛星観測に基づく 1983 年~2004 年の 6 月平均値.

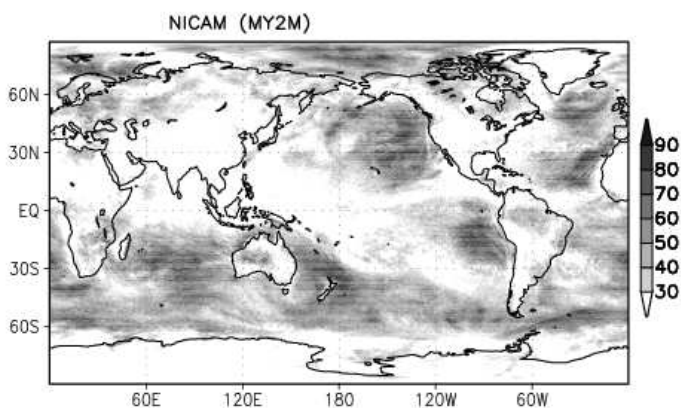


図 2: 図 1(a) と同じ. 但し, MY2M について.

\*NICAM 開発チーム: 佐藤正樹・富田浩文・那須野智江・伊賀晋一・三浦裕亮・對馬洋子・大内和良・柳瀬亘・鈴木健太郎・三井達也・丹羽洋介・松田優也・井上豊志郎 (CCSR/FRCGC/CSU)

6~10日目で平均した下層雲の空間分布を見ると(図1a), 中緯度帯では傾圧不安定波の発達に伴って下層雲が発達する。しかし, 亜熱帯から熱帯域にかけては散逸した雲域となり, 組織的な下層雲の発達はほとんど見られない。

一方, 衛星観測からは(図1b), 北米カリフォルニア半島沖合, 南米ペルー沖合で80%を越える組織だった雲量が分布していることがわかる。また, その他にもインド洋南部やギニア湾沖合, アフリカ大陸北部の沖合を主とする亜熱帯域において大きな下層雲量が確認されるが, MY2には定性的な分布においても改善の余地が残されている。

#### 4. 境界層雲の改善

下層雲は大気境界層という非常に限られた層における乱流の影響を強く受けて発達するため, その空間スケールも小さい。従って, 傾圧不安定波によるスケールの大きな擾乱に伴う場合と異なり, 比較的, 局所的な大気運動の影響を強く受けて発達する様な下層雲を現実的に再現するためにはパラメータ化して扱う必要がある。そこで, この様なサブグリッドスケールの雲の生成, 消滅とそれに伴う乱流輸送を表現する手法として, 乱流拡散係数を計算する際に Mellor and Yamada (1982) による部分凝結法と Nakanishi and Niino (2004) による乱流長さスケールを導入し, その感度を調べた(以下, MY2M)。その結果(図2), 亜熱帯域の下層雲の空間的特徴が改善されている。

次に, MY2Mにおけるカリフォルニア沖合から熱帯域に向かう鉛直断面で雲水の空間分布を図3に示す。まず 125°W 付近で高度 800m 付近に雲が発達している。そして北米大陸から離れた 127°W~149°W にかけて, 雲水混合比は 0.08g/kg を超えるまで増加する。更に熱帯域に向かうにつれて雲水混合比の極値は減少に転じ, 雲層高度を徐々に上昇させていく。そして, 165°W 付近では深い対流の発達に伴い高度 5000m を超える背の高い雲へと発達する。

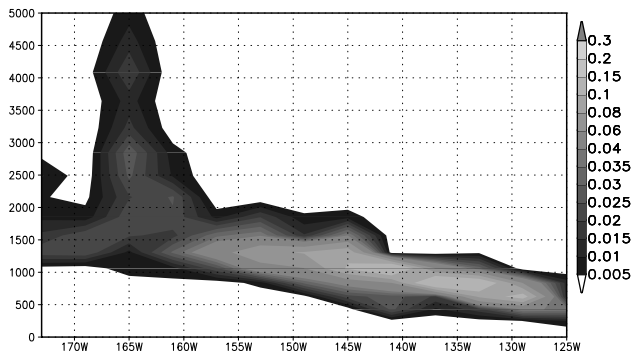


図3: MY2Mの雲水混合比(g/kg)の鉛直断面。6~10日目の時間平均値を(125°W, 35°N)から(173°W, 1°S)に沿って(4°, 3°)毎に内挿して作図。

現在 WMO では GCM における境界層雲の再現性の向上を目的として GPCI (GEWEX Cloud System Study Pacific Cross-section Intercomparison) を始めとする国際プロジェクトを組織し, GCM 同士の比較実験を進めている。MY2M で得られた境界層雲の空間的特徴はそれらの結果とも良く整合している。

MY2 と MY2M における境界層雲の発達に違いが生じた原因を調べるために, 図3と同じ断面で湿度の空間分布を比較する(図4)。一見, 両者は似ている(図4a,b)。しかしその差を見ると(図4c), MY2 に比べて MY2M の境界層下部は乾燥化し, そして境界層高度は高まっている。従って, 乱流による鉛直方向の熱分配が活発化したことにより, 現実に近い境界層雲の発達につながったと言える。

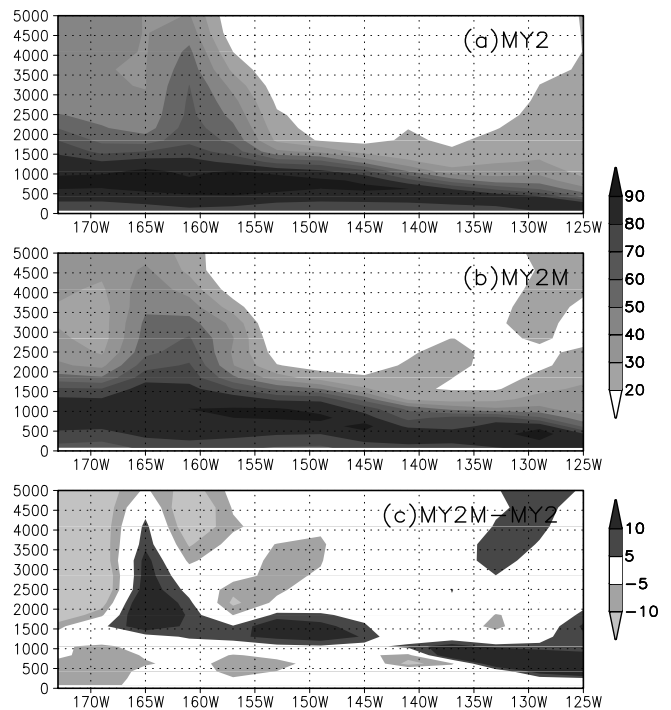


図4: 湿度(%)の比較。図3と同じ時間平均値と鉛直断面で(a)MY2, (b)MY2M, (c)MY2MとMY2の差を示す。

#### 5. まとめ

下層雲は空間スケールが小さいため, 地球シミュレーターの性能を限界まで活用しても, その振舞いを陽に表現することは難しい。この様な小規模な雲に伴う乱流輸送を表現するために部分凝結法を基に乱流拡散係数を計算した。また, Nakanishi and Niino (2004) による乱流長さスケールを導入し, その感度を調べた。その結果, 亜熱帯域における下層雲の空間分布に改善が見られた。本研究では, 予備試験として計算開始初期段階の定性的振舞いを解析するに留まった。今後は, その長期的な再現性について定量的な評価を進めるとともに地球の放射収支に与える影響を検証していく。