

# 気象庁非静力学モデルへの改良 Mellor-Yamada Level 3 スキームと部分凝結スキームの導入について

原 旅人 (気象庁予報部数值予報課)

## 1 はじめに

気象庁では、メソ数值予報モデル (MSM) として 2004 年 9 月に水平解像度 10km の気象庁非静力学モデル (JMANHM) を現業化し (K.Saito *et al.*(2006)[1])、2006 年 3 月には計算機システムの更新にあわせて水平解像度を 5km にして物理過程の改良を図った (荒波ほか (2005)[2]、原 (2005)[3])。2007 年には予報時間を現在の 15 時間から 33 時間に延長するとともに、物理過程をはじめとしたモデルの改良を行う予定である (荒波ほか (2006)[4])。

現在のモデルでは 5km 化の際に改善はされたものの地上風速や地上気温の日変化が小さいことが指摘されている (原 (2005)[3])。これらは乱流による境界層内の運動量や熱の輸送の表現や、雲量 (相対湿度から診断) が過大なために日中の地表面への短波放射入射量が過少であることが主な原因であると考えている。

これらの改善を図るため、Nakanishi(2001)[5]、Nakanishi and Niino(2004[6]、2006[7]) による改良 Mellor-Yamada Level 3 スキーム (MY3) を JMANHM に実装した。また、MY3 によって予報される変数を入力として部分凝結スキーム (Sommeria and Deardorff(1976)[8]) によって放射過程における雲量などを求めるようにした。本講演ではその開発の成果を紹介する。

## 2 従来の乱流スキームと放射過程における雲

従来の MSM の乱流スキームは Klemp and Wilhelmson(1978)[9] の定式化を基本として、時間微分項と移流項を省いて導いた代数方程式を乱流エネルギー (TKE) について解いて診断している (熊谷・斉藤 (2004)[10])。また、混合長は非局所的な効果を取り入れるため、Sun and Cheng(1986)[11] に従って境界層の高さを用いて求めている (熊谷・斉藤 (2003)[12])<sup>1</sup>。この non-local 風境界層は、局所的に混合長が過大になって境界層の構造が不自然になったり、境界層構造を保つべき状況で境界層を壊してしまうといった事例が多くある。

また、放射過程で用いる雲量は相対湿度から診断によって求めているが、地表面への短波放射フラックス量が観測に比べてかなり過小であることがわかっており、これは雲量が過大であることを示している。一方、雲物理過程で計算される雲水・雲氷を放射過程に用いる試みもされているが、雲の分布が小さくなり、過大

な短波放射フラックスが地表面に入ってきてしまう (長澤 (2006)[14])。これは雲物理過程では飽和した格子しか雲水・雲氷を生じないため、格子スケールで飽和していなくても凝結が生じて雲ができるようなスキームが必要であることを示している。

## 3 改良 Mellor-Yamada Level 3 スキームと部分凝結スキームの導入

Mellor-Yamada Level 3 スキーム (Mellor and Yamada(1974)[15]) は 2 次のクロージャーモデルで、Level 3 では乱流エネルギー (TKE)、 $\theta_l'^2$ 、 $q_w'^2$ 、 $\theta_l'q_w'$  ( $\theta_l'$ 、 $q_w'$  はそれぞれ liquid water potential temperature, total water content の乱流による平均値からの揺らぎ) の時間微分項が省略されず、これらは予報変数となる。また、Level 3 では拡散係数の補正項として、逆勾配項が自然に現れる。

改良 Mellor-Yamada スキームでは、クロージャーの中に現れる項の選び方や係数を LES の結果と比較して改良したものである。また、予報変数の時間積分に対する安定性を高めている。

部分凝結スキームは  $q_w'$ 、 $\theta_l'$  を確率変数とした確率密度関数 (PDF) を導入し、PDF として 2 次元正規分布を考える<sup>2</sup>。PDF の標準偏差に対応する変動幅  $\sigma$  を  $\theta_l'^2$ 、 $q_w'^2$ 、 $\theta_l'q_w'$  の関数として求め、PDF から雲量、雲水・雲氷量を求める。ここで得られる雲量と雲水・雲氷量を放射過程の雲に適用する。

この改良 MY3 と部分凝結スキームを、主要部分のソースコードを中西幹郎博士から提供を受け、JMANHM に実装した<sup>3</sup>。

なお、実装においては以下の点を変更している。

- 全水量  $q_w$  には水蒸気量  $q_v$ 、雲水量  $q_c$  に雲氷量  $q_i$  も加え、liquid water potential temperature  $\theta_l$  にも  $q_i$  に対応する項を加えている。凝結物は 0 以上ではすべて  $q_c$  に、 $-36$  以下ではすべて  $q_i$  に、その間では気温によって、線形に  $q_c$  と  $q_i$  に割り振るようにしている。
- 部分凝結スキームによって評価される凝結量  $q_l$  は乱流変数の値によっては、全水量を上回り、水蒸気量  $q_v$  が負になってしまうことがある。そういうことが起きないように  $q_l$  には適当な上限を設定している。
- 変動幅  $\sigma$  を  $\theta_l'^2$ 、 $q_w'^2$ 、 $\theta_l'q_w'$  の関数によって求めたものをそのまま用いると、 $\sigma$  が小さい領域が多く、生じる雲が少ない。そこで、 $\sigma$  に  $q_{sl}$  を飽和

<sup>1</sup>この混合長の決め方は“non-local 風” (non-local like) と称しているように、境界層の高さを用いて混合長を決めることを通じて非局所的な効果を取り入れているものの、Troen and Mahrt(1986)[13] で扱われているような逆勾配項の効果を取り入れる non-local スキームとは異なるものである。

<sup>2</sup>オプションとして一様分布も実装した。

<sup>3</sup>実装の際には、モデルの予報変数や座標の違いを修正し、時間積分や reynolds stress を求める部分、放射過程に適用する部分は独自に開発している。

混合比として

$$\sigma > 0.09 \min(\alpha q_{sl}, q_w), \quad \alpha = \left(1 + \frac{L_v}{c_p} \frac{\partial q_s}{\partial T}\right)^{-1}$$

によって下限を与えている。これは乱流スキームでは表現できない部分凝結（雲生成）の効果を取り入れているものとして解釈できる。

- 下部境界条件となる地表面フラックスの定式化は Beljaars and Holtslag(1991)[16] によっている。
- 境界層より上層での混合長は、接地境界層の安定度 (Monin-Obukov Length) によらないような形に変更している。

#### 4 新スキームのインパクト

新スキームを導入したインパクト試験で、改善が見られたことは以下の通りである。

- 雲の表現が変わったことで、地表面への短波放射フラックスの過小が改善された。
- ゾンデ観測と比較したときの気温、風速、高度の誤差 (RMSE) が縮小した (図 1)。
- 地上気温、地上風速の日変化が大きくなり、誤差も縮小した。
- ライン上の降水を明瞭に表現したり、従来のモデルで表現していたものの観測されなかった降水が現れなくなって観測に近くなる事例があった。

講演では、MY3 と部分凝結スキームを導入して実験した事例や、夏冬 1ヶ月ずつの実験の結果<sup>4</sup>を紹介する。

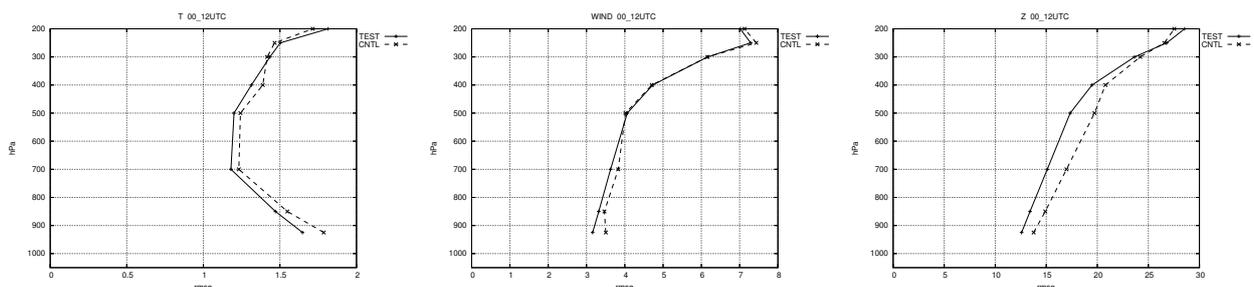
#### 5 Discussion

MY3 および部分凝結の導入によって、気温、風速の鉛直プロファイルや地上のそれらの改善をすることができた。

今回の実験では、部分凝結によって評価された凝結量は、乱流過程における浮力フラックスによる乱流生成の評価と放射過程での雲の評価でのみ使われており、その凝結量を雲物理に反映することはしていない。これは、現在の JMANHM の雲物理過程が飽和している格子のみに凝結物があることを前提にしているためである。今後、部分凝結による凝結量と雲物理過程との結合の可能性を探ることが課題の一つである。

#### 参考文献

- [1] K.Saito, *et al.*, 2006: The Operational JMA Non-hydrostatic Mesoscale Model, *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266–1298
- [2] 荒波恒平 他, 2005: 現業用気象庁非静力学モデルの 5km 化, 第 7 回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集
- [3] 原旅人, 2005: 気象庁非静力学モデルの 5km 化に向けた地表面・境界層過程の開発, 第 7 回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集
- [4] 荒波恒平 他, 2006: 気象庁の現業非静力学モデルの予報時間延長に向けた開発, 本講演予稿集
- [5] M.Nakanishi, 2001: Improvement of the Mellor-Yamada Turbulence closure model based on large-eddy simulation data. *Bound.-Layer Meteor.* **99**, 349-378.
- [6] Nakanishi, M. and H. Niino, 2004: An improved Mellor-Yamada level 3 model with condensation physics : Its design and verification. *Bound.-Layer Meteor.*, **112**, 1-31.
- [7] Nakanishi, M. and H. Niino, 2006: An improved Mellor-Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Bound.-Layer Meteor.*, **119**, 397-407.
- [8] G. Sommeria and J.W. Deardorff, 1976: Subgrid-Scale Condensation in Models of Nonprecipitating Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 344-355
- [9] Klemp, J.B. and R.B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096
- [10] 熊谷幸浩, 斉藤和雄, 2004: 気象庁非静力学モデルの境界層過程の改良, 日本気象学会 2004 年度春季大会講演予稿集, C104
- [11] Sun, W. Y. and C. Z. Chang, 1986: Diffusion model for a convective layer. Part I: Numerical simulation of convective boundary layer. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1445-1453
- [12] 熊谷幸浩, 斉藤和雄, 2003: non-local 風境界層過程の JMANHM への実装と実験結果, 第 5 回非静力学モデルに関するワークショップ講演予稿集
- [13] Troen, IB and L. Mahrt, 1986: A Simple Model of the Atmospheric Boundary Layer; Sensitivity to Surface Evaporation. *Bound.-Layer Meteor.*, **37**, 129-148
- [14] 長澤亮二, 2006:放射計算を利用した気象庁非静力学モデルの雲調査, 本講演予稿集
- [15] Mellor, G.L. and T.Yamada, 1974: A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806
- [16] Beljaars, A. C. M. and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327-341.



気温 (左)、風速 (中)、高度 (右) の FT=33 の予報をゾンデ観測と比較したときの RMSE。  
 図 1: 実験対象は 2004/6/9 ~ 11, 2004/7/12 ~ 14, 2005/7/6 ~ 2005/7/8 の 03, 09, 15, 21UTC 初期値の 33 時間予報。点線: CNTL(従来スキーム), 実線: TEST(新スキーム)

<sup>4</sup>本予稿を執筆時に実験中。