

ラージ・エディ・シミュレーションに基づく改良 Mellor-Yamada Level 3 乱流クロージャーモデル (MYNN モデル) の開発と大気境界層の研究

—2009年度日本気象学会賞受賞記念講演—

中 西 幹 郎*・新 野 宏**

1. はじめに

このたびは、荣誉ある日本気象学会賞をいただき、身に余る光栄と感謝しております。過去に受賞された諸先輩方の業績に鑑みれば、われわれの研究はまだまだ発展途上であることは否めず、この受賞を叱咤激励と受け止め、なお一層努力していく所存です。

受賞の対象となった研究の主な部分は、財団法人日本気象協会（以下、気象協会）から東京大学大学院理学系研究科社会人博士課程に就学する機会をいただいた中西が、そこで東京大学海洋研究所（現 大気海洋研究所）の新野と出会うことにより行われたものですが、伏線はそれぞれにそれ以前からありました。中西は非研究機関の中では恵まれた環境にはありましたが、この受賞が研究を本務としない方々の励みになれば幸いです。

1990年頃だったと思いますが、中西は気象協会でも数値シミュレーション業務を担当していました。そのとき、上司の知り合いの山田哲司さんが、気象協会でも講演をしてくださる機会がありました。山田さんらの乱流クロージャーモデル (Mellor-Yamada (MY) モデル ; Mellor and Yamada 1974, 1982) については名前ぐらいしか知らなかった中西でしたが、この講演で理路整然とした MY モデルの美しさに感動を覚え、すっかり虜になってしまいました。一方、新野は

東京大学海洋研究所に移る前の気象研究所物理気象研究部に在籍した時から、大気境界層の理論的・実験的研究を行ってきており、MY モデルの優れたところは認識しつつも、乱流長さのスケールの表現を中心に改善の必要性を強く感じていました (新野 1990 ; Dubrulle・新野 1992)。

問題はどのように改善を試みるかです。多くの観測データをもとに、それを試みるのが常套手段でしょうが、われわれは、以前に中西が資源環境技術総合研究所（現 産業技術総合研究所）の水野建樹さん、近藤裕昭さんと共同で開発したラージ・エディ・シミュレーション (LES) の計算結果を観測データに見立てることにしました。この作戦は見事にあたり、MYNN (Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino) モデルと名付けた精度の良いモデルを構築することができ、2009年8月現在、気象庁の非静力メソスケール予報モデル、海洋研究開発機構 (JAMSTEC) などの全球気候モデル、米国のコミュニティーモデルにも導入されるまでになりました。以下、MY モデルの改良に至った動機から、改良の要点と MYNN モデルのパフォーマンスを示し、最後に今後の研究の方針を述べたいと思います。

2. 局地予報モデルの開発

1993年の気象業務法の改正により、気象予報士が誕生し、天気予報が自由化され、多くの民間の気象会社が気象業務に参入することとなり、中西が所属した気象協会も新たな時代を迎えました。同時に、気象庁の数値予報格子点データ (GPV) が配信され、詳細な情報も得ることができるようになりました。しかし、この情報はどの気象会社も得ることができるので、ほ

* 防衛大学校応用科学群地球海洋学科 / 海洋研究開発機構地球環境変動領域。

** 東京大学海洋研究所（現：東京大学大気海洋研究所）。

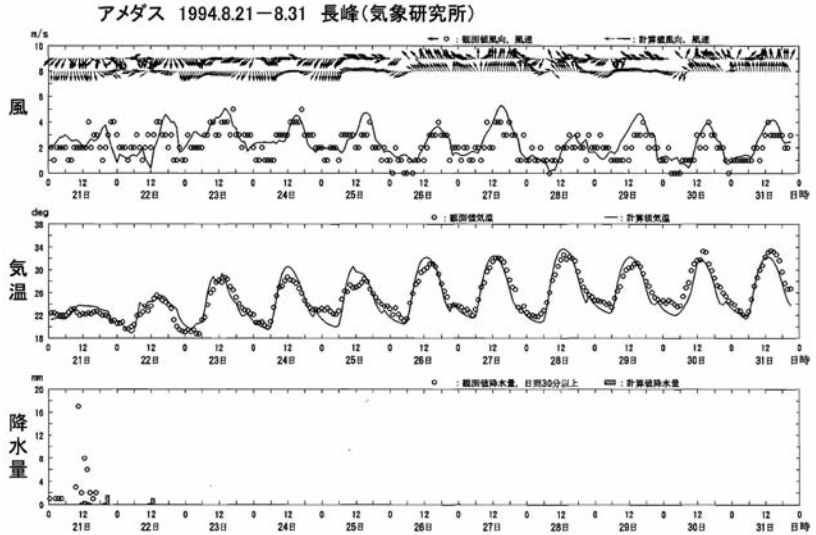
—2010年9月1日受領—

—2010年10月4日受理—

かとの差別化を図り、気象協会の技術をアピールするには、加工して付加価値をつける必要がありました。加工手法で真っ先に思いつくのは統計的手法です。気象協会では、これと平行して数値モデルを使った物理的手法による局地的な予報を試みることにしました。幸い気象協会は、当時は気象研究所にいらっしゃった木村富士男さん、高橋俊二さんのご指導により、独自に開発した局地気象モデルを所有しており、局地予報モデルとして利用するには、GPV にネストする方法を追加する作業を残すのみでした。乱流過程はもちろん MY モデルを使用しました。ただし、レベルは 2.5 (第 4 節で説明します) でした。

計算結果の一例を第 1 図に示します。当時配信されていた GPV の鉛直方向のデータは 500hPa までだったので、残念ながら最も関心が高い降水量の予報には使えません。実際、8月21日(第1図の左下)はかなりの降水が観測されているのに、モデルはほとんど再現していません。この日の関東地方は寒冷渦にすっぽり覆われるような特異な日で(小倉 1995)、1995年度の日本気象学会春季大会でポスター発表していたところ、小倉義光先生が通りざまに「難しい月日を選んだね」とひと言コメントしてくださったのを覚えています。

小倉先生の真意は存じませんが、中西は上記の制約から降水には着目していませんでしたので、その目には気温や風はよく予報できているように見えました。図に示した11日間の気温の日変化、日中の混合層の成長に伴う上空からの運動量輸送や海風の侵入による風速の変動などは、よく再現されていると思います。なお、21時で計算結果が不連続になっているのは、この時刻を初期として24時間予報した結果をつないでいるからです。第1図の結果は、晴れの日で比較的地形が平坦な長峰(気象研究所)を対象としたものなので、概ね合うのは当然とも考えられますが、ほかの観測点

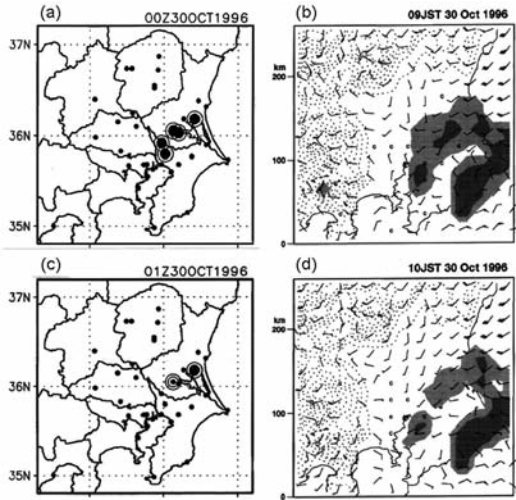


第1図 局地予報の一例(上から風、気温および降水量)。太い矢印および白丸はアメダスの観測結果、細い矢印、実線および棒グラフは局地予報モデルの計算結果。

でも、晴れの日ならば実用的なレベルに達していると感じました。ただし、詳細な都市効果は考慮していないので、都市では最低気温が低めに予報されるという弱点はありました。

さて、少しのモデルの癖を把握しておけば実用レベルの予報の目処が立ったちょうどこの頃、海洋研究所に通い始めて時間的余裕ができたので、気象庁が行っていなかった数値モデルによるヤマセや霧の予報に挑戦しようと考えました。われわれの局地予報モデルの強みは、診断的ながら凝結水の予報を行っていたことです。折しも1996年10月29~30日と30~31日の二晩続けて関東地方の広い範囲で霧が発生しました。第2図は1日目の早朝、霧が消えていく段階の結果です。09時には常磐線に沿って視程1km以下、すなわち定義上の霧がまだ残っています(第2図a)。計算でも常磐線沿線に霧があり、うまく予報しているように見えますが、海上にも濃い霧が発生しています(第2図b)。海上には観測点がないので、実際にも発生していた可能性はありますが、計算結果の霧の広がりは大きすぎるようです。10時には霧は霞ヶ浦の北部に残っているだけとなりました(第2図c)。しかし、計算では相変わらず海上に濃い霧があり、千葉県我孫子付近の霧もまだ残っています(第2図d)。

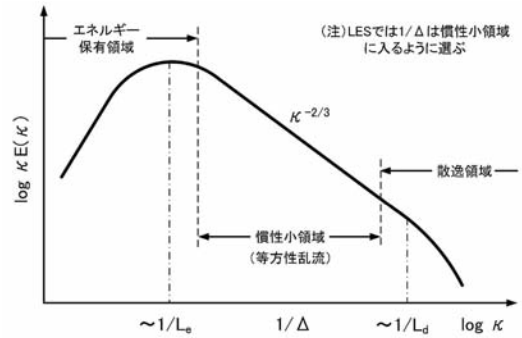
夜間においては、山岳部のあちこちで霧の発生が予



第2図 関東地方の放射霧の例。左は観測結果 (当時気象研究所 (現在, 気象庁観測部) の山本 哲さんから借用), 右は計算結果。観測結果の小さい黒丸は観測点, 2重丸は視程 2 km 以下, 黒つぶしの2重丸は視程 1 km 以下, 計算結果の薄い陰影は視程 1 km 以下, 濃い陰影は視程 100m 以下を表す。

報されました (図省略)。海上と同様に観測点がないので, 予報がはずれているとは限りませんが, 「空振り」が多いような印象がありました。予報実験を積み重ねて霧予報でのモデルの癖を整理する方法も考えられますが, われわれはモデルの改良を検討することにしました。

霧が地表面近くの現象であることや新野の問題意識 (新野 1990 ; Dubrulle・新野 1992) も考慮して, 乱流過程に焦点を絞り, われわれが使用している MY モデルに関する過去の文献を改めて調べました。例えば Turton and Brown (1987) は, 夜間の安定成層での乱流の散逸が速すぎると述べています。これは, 上空からの熱輸送が弱まり地上付近の気温が冷えやすく, 霧ができやすいことにつながります。一方, Sun and Ogura (1980) などは, 対流混合層の成長が遅いことを指摘しています。これは, 境界層内の混合が小さく, 霧が消えにくいことを示唆します。つまり, これらの弱点はわれわれが霧の予報で抱えていた問題と一致します。これらの弱点を持つ MY モデルを改善するためには, 参照すべきデータが必要となりますが, 平均流の変動やほかの物理過程の影響を除き, 乱



第3図 乱流エネルギースペクトル密度の模式図。 L_e はエネルギー保有領域の特徴スケール, L_d は散逸領域の特徴スケール, Δ は LES で取るべき格子間隔を表す。

流の効果だけを引き出すような理想的な観測は難しいので, われわれは LES による計算結果を利用することを考えました。

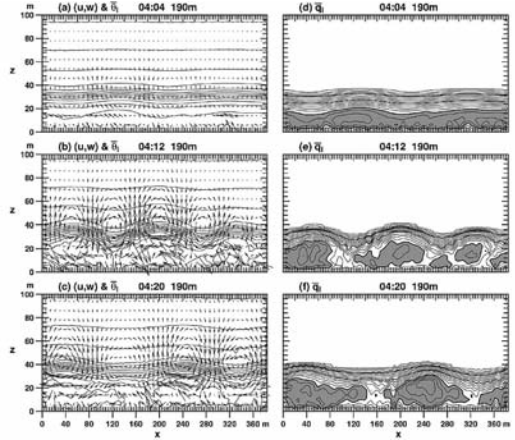
3. LES とデータベース

LES の歴史は, 実は MY モデルの歴史と同じぐらい古いので, ご存じの方が多いと思います。また, 僭越ながら中西 (2009) にごく簡単な解説も掲載させていただきました。ここでは乱流のエネルギースペクトルから見た説明を少し加えたいと思います。

一口に乱流と言っても, 様々な時空間スケールを持った乱流が存在します。第3図は波数に対する乱流エネルギースペクトル密度の分布を示したものです。乱流の中でも大きなスケール (低波数) の渦は, シアを介して平均流の運動エネルギーから, また浮力を介して平均場の位置エネルギーからその運動エネルギーを得ます。このように平均場からエネルギーを得る渦の代表的なスケールを L_e としましょう。比較的大きな渦に注入されたエネルギーは次第に, より小さなスケール (高波数) の渦に受け渡されていき, 最終的には分子粘性の働きが無視できないほどの微小な渦にまで運ばれて, そこで流体の内部エネルギーに変換され散逸します。この微小な渦の代表的なスケールを L_d とします。スケール L_e よりは十分小さく, L_d よりは十分大きい波数領域では, 乱流のエネルギーの生成・散逸はなく, 運動エネルギーが大きなスケールから小さなスケールに流れるだけになっており, 慣性小領域と呼ばれます。この領域の乱流は, 乱流の中でも最も性質の良くわかった等方性乱流になっています。例え



第4図 オランダ Cabauw の213m タワー。風、気温のほかにも視程も観測している。
<http://www.knmi.nl/onderzk/atmoond/cabauw/cabauw.html> (2010.8.31閲覧)より引用。

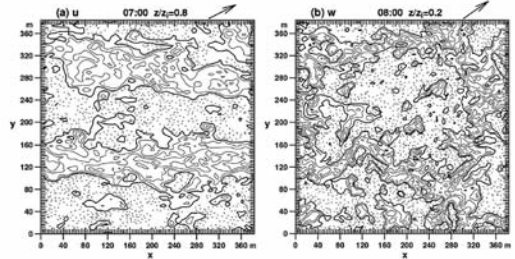


第5図 04時04分から04時20分までの8分ごとの $y=190\text{m}$ を通る鉛直断面内の変動風速 (u, w), 液水温度 θ_l および凝結水量 q_l の分布。 θ_l および q_l の等値線間隔はそれぞれ 0.5K および 0.02g kg^{-1} である。図 d-f の陰影部は、 q_l が 0.3g kg^{-1} 以上の領域を表す。 Nakanishi (2000) より引用。

ば、Kolmogorov は、この領域の乱流エネルギースペクトル密度の分布が波数の $-5/3$ (図は波数を掛けているので $-2/3$) 乗に比例することを導いています。格子間隔 Δ を慣性小領域に入るように小さく取り、 Δ を挟んで大小の乱流間の交換をパラメタライズし、大きな乱流を直接計算するのが LES ですが、この領域の乱流の性質はよく分かっているの、信頼できるパラメタライズができるのが特徴です。

LES とは対照的に、MY モデルに代表されるアンサンブル平均の乱流モデルは、平均流と L_e のスケール以下の乱流との交換をパラメタライズします。一般に L_e のスケールの乱流は非等方的でパラメタライズはかなり難しくなるので、LES のほうが、より自然に現実に近い結果を導き出しやすいことが分かると言えます。

開発した LES の能力を確認するため、オランダの Cabauw で発生した放射霧 (Musson-Genon 1987) の計算を試みました。Cabauw には高さ213m のタワーがあり、周辺は20km に亘ってほぼ平坦な農地が広がっています (第4図)。計算結果を第5および6図に示します (詳しくは Nakanishi 2000)。第5図は霧が発生して約2時間後のある鉛直断面の分布図で



第6図 水平面内での変動風速の分布。(a)07時における $z/z_t=0.8$ ($z_t=68\text{m}$) の高さの u , および(b)08時における $z/z_t=0.2$ ($z_t=92\text{m}$) の高さの w の分布。実線は水平面内の平均よりも大きい風速、破線は小さい風速を表す。 u および w の等値線間隔はそれぞれ 0.1ms^{-1} および 0.2ms^{-1} である。右肩の矢印は表示の高さでの平均風向を表す。 Nakanishi (2000) より引用。

す。霧層の上端の高さは30~40m で (第5図 d-f), そこには霧粒の放射冷却により、液水温度 θ_l の等値線が集中する強い逆転層が形成されています (第5図 a-c)。04時04分頃までは流れは穏やかでしたが、04時08分には霧層の上端を波打たせるほどの渦が発生し

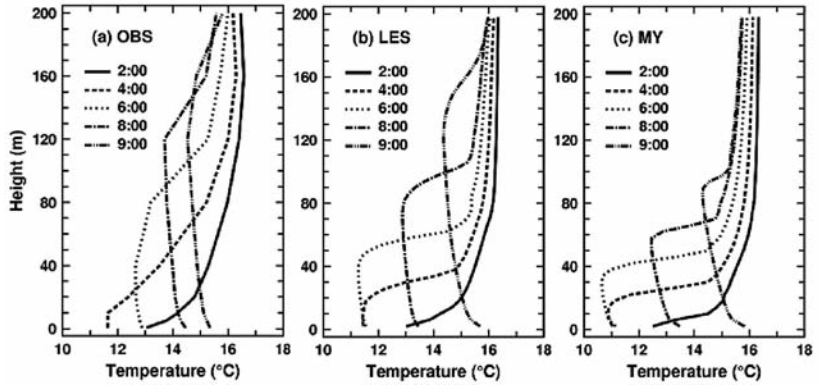
ました。霧層の上端（逆転層）付近は鉛直方向の運動量輸送が弱まって鉛直シアも強くなり、Kelvin-Helmholtz 波が発生したことが分かりました。

05時の日の出を過ぎて日射による地表面の加熱に伴って対流が始まると、西風の地衡風にほぼ平行するロール状の構造が現れました（第6図a）。さらに時間が経ち、シアの効果よりも浮力の効果がある程度大きくなると、多角形のセル状の構造に変わりました（第6図b）。

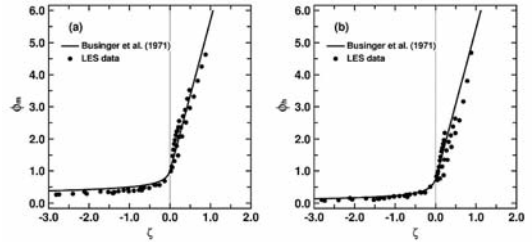
放射霧という静的な1次元的现象のように思われがちですが、霧層の中には驚くほど多様なダイナミックな現象が内在されていることが示唆されました。これらの現象が霧の濃淡の分布を作り出す1つの要因なのかもしれません。

これほど多様な現象を内在する霧層の振舞を、果たして鉛直1次元のMYモデルでも再現することができるのでしょうか。言うまでもなく1次元のMYモデルではすべての乱流はパラメタライズされるので、第5および6図のような組織構造は得られません。しかし、MYモデルがLESに匹敵する能力を持つためには、LESの結果を水平方向に平均して得る平均場の鉛直分布は再現できなければなりません。

そこで、鉛直1次元のMYモデルの結果をLESの結果の水平平均およびタワーの観測結果とともに示したのが第7図です。ここでは、境界層の成長に着目し、気温の鉛直分布を示しています。強い逆転層の下部を境界層の上端と見なすと、観測で得られた上端は06, 08, 09時の順に80m弱, 120m, 160mと読み取れます（第7図a）。一方、LESで得られた上端は各時間とも観測より20~30m程度低めになっています（第7図b）。タワー周辺は平坦な地形ですが、防風林や河川があって地表面状態は一樣ではありませんし、計算で考慮していない局地風や総観場の影響がないとも言えませんので、概ね良好な結果であると思います。ところが、MYモデルで得た上端はLESよりもさらに低く、しかも時間とともに観測との差が広がっています（第7図c）。



第7図 気温の鉛直分布の時間変化。(a)Cabauwタワーの観測結果、(b)LESの結果の水平平均および(c)MYレベル3モデルによる計算結果。線種は時刻を表す。Nakanishi and Niino (2004) より引用。



第8図 LESデータベースによる無次元勾配関数 Φ_m および Φ_h の経験関数との比較。黒丸はLESデータベース、実線はBusinger *et al.* (1971) がKansasの実験から得た経験関数を表す。Nakanishi (2001) より引用。

このように、LESはその使い方とりわけ格子間隔 Δ の選択を誤らなければ観測に匹敵するデータを提供してくれると期待できます。一方、MYモデルには従来から指摘されている弱点がここでも見られるようです。そこで、LESを用いて大気境界層の乱流データベースを作り、これに基づいてMYモデルを改良することはできないかと考えました。早速、安定成層3ケース、不安定成層3ケースの大気条件でLESの計算を行い、乱流データベースを作ってみました（Nakanishi 2001）。第8図は、乱流データベースから得られたデータの一例としてBusinger *et al.* (1971) がKansasの実験で得た無次元勾配関数との比較を示したものです。

4. MYNN モデルの概要

MYNN モデルの詳細については、最近 Nakanishi and Niino (2009) にまとめましたので、そちらを参照いただくとして、ここでは MY モデルと MYNN モデルの概要と改良の要点だけを述べたいと思います。

地衡風が鉛直シアを持たず、温度風による温度移流がないとき、液水温度 Θ_l の 1 次元方程式は、

$$\frac{\partial \Theta_l}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \langle w \theta_l \rangle \tag{1}$$

と表せます。ここで、 w は鉛直風速で、大文字は平均量、小文字は乱流量、山括弧 $\langle \rangle$ はアンサンブル平均を表します。(1)式から平均場の液水温度 Θ_l を予報するには右辺の 2 次の乱流統計量 $\langle w \theta_l \rangle$ を知らなければなりません。

そこで、 w に対する方程式と θ_l に対する方程式から、 $\langle w \theta_l \rangle$ に対する 1 次元方程式を作ってみると、下記のようになります。

$$\frac{\partial \langle w \theta_l \rangle}{\partial t} - D_{w\theta} = -\langle w^2 \rangle \frac{\partial \Theta_l}{\partial z} + \frac{g}{\Theta_0} \langle \theta_l \theta_v \rangle + \left\langle \frac{p}{\rho_0} \frac{\partial \theta_l}{\partial z} \right\rangle \tag{2}$$

ここで、 $D_{w\theta}$ は拡散項、 g は重力加速度、 Θ_0 は基準温度、 θ_v は仮温度、 p は気圧、 ρ_0 は平均密度で、右辺最終項は圧力・温度勾配の共分散項です。拡散項と圧力・温度勾配の共分散項は、3 次の乱流統計量です。これらを求めるための方程式を作ると、今度はその中に 4 次の乱流統計量が現れます。このように、乱流統計量の方程式は永遠に閉じないので、どこかで強制的に閉じてやらねばなりません。これを乱流のクロージャー問題といいます。ここで取り扱う MY モデルは 2 次のクロージャーモデルと呼ばれますが、これは 3 次の乱流統計量を 2 次の乱流統計量で強制的にパラメタライズするモデルのことを言います。

さて、(2)式には鉛直風速の分散 $\langle w^2 \rangle$ が現れますが、風速の分散の方程式は、

$$\frac{\partial \langle u^2 \rangle}{\partial t} - D_{uu} = -2 \langle uw \rangle \frac{\partial U}{\partial z} - \frac{2}{3} \varepsilon + 2 \left\langle \frac{p}{\rho_0} \frac{\partial u}{\partial x} \right\rangle \tag{3}$$

$$\frac{\partial \langle v^2 \rangle}{\partial t} - D_{vv} = -2 \langle vw \rangle \frac{\partial V}{\partial z} - \frac{2}{3} \varepsilon + 2 \left\langle \frac{p}{\rho_0} \frac{\partial v}{\partial y} \right\rangle \tag{4}$$

$$\frac{\partial \langle w^2 \rangle}{\partial t} - D_{ww} = 2 \frac{g}{\Theta_0} \langle w \theta_v \rangle - \frac{2}{3} \varepsilon + 2 \left\langle \frac{p}{\rho_0} \frac{\partial w}{\partial z} \right\rangle \tag{5}$$

と表せます。ここで、 ε は散逸項で、右辺最終項は圧力・歪みの共分散項 (圧力・温度勾配の共分散項と合わせて圧力共分散項と言います) です。MY モデルでは、拡散項、散逸項、圧力共分散項を 2 次の統計量でパラメタライズしてやる必要があります。

ここで、(3)~(5)式を足すと、単位質量あたりの乱流運動エネルギー $q^2/2 = (\langle u^2 \rangle + \langle v^2 \rangle + \langle w^2 \rangle)/2$ の式が得られます。この式では、圧力共分散項は連続の式により消えることが分かります。つまり、圧力共分散項は乱流運動エネルギーの生成には関係なく、速度成分間でエネルギーを分配しようとする働きをすることが分かります。ただし、MY モデルにおける圧力共分散項のパラメタリゼーションは、中立成層の室内実験結果に基づいていたため、速度成分間のエネルギーを等方化する働きとシアの効果しか考慮してありませんでした。MYNN モデルでは、Gambo (1978), Moeng and Wyngaard (1986) などの指摘に基づき、浮力の効果も考慮することにしました。これにより未知のクロージャー定数が 1 つ増えることとなります。

MY モデルでは、最も近似の少ない 2 次の乱流クロージャーモデルをレベル 4 と命名し、乱流の等方性の程度に応じて簡略化を行ったレベル 3, 2.5, 2, 1 などのモデルが提案されています。レベル 3 以下では、(3)~(5)式は $q^2/3$ の予報式を引いて非等方成分の予報式にしてから、(2)式とともに左辺を無視して診断的に解きます。そうすると、例えば $\langle w \theta_l \rangle$ は、

$$\langle w \theta_l \rangle = -LqS_H \frac{\partial \Theta_l}{\partial z} \tag{6}$$

のように、1 次の乱流クロージャーモデルと同様、勾配拡散近似の形に帰着することができます。ここで、 S_H は安定度関数で関数形は求まりますが、 L は乱流長さスケールで未知量です。

Mellor and Yamada (1974) は中立境界層の計算結果に基づいて、 L の診断式を提案しました。一方 Mellor and Yamada (1982) は q^2L の予報式を提案しました。しかし、この予報式は物理的根拠に乏しいのが現状で、接地境界層に適用したとき、安定度が極端な場合に解を得ることができません (新野 1990)。そこで、MYNN モデルでは、接地層の長さスケールの安定度依存性を考慮すると共に、安定成層中で負の浮力により制限される長さスケールも考慮して、新しい長さスケールの診断式

$$\frac{1}{L} = \frac{1}{L_s} + \frac{1}{L_T} + \frac{1}{L_B} \tag{7}$$

を提案しました。ここで、 L_s, L_T, L_B はそれぞれ、接地境界層の代表的な長さスケール、乱流エネルギーの分布で決まる長さのスケール、安定成層により決まる長さのスケールです。(7)式を使うと、 L_s, L_T, L_B

の表現に現れる未知定数が増えますが、この新しい長さスケールの診断式の考案こそが MYNN モデルの優れたパフォーマンスを引き出したのでした (詳細は Nakanishi and Niino 2009). 前節で述べた LES のデータベースは、これらの未知の定数を決定するのに使用しました。

ところで、レベル3では S_H は土 ∞ の値を取り得ます。そこで、 $S_H = S_{H2.5} + S'_H$ のように、レベル2.5で求められる安定度関数 $S_{H2.5}$ とそれからの差 S'_H に分離しました。過去の成果 (例えば Helfand and Labraga 1988) により $S_{H2.5}$ は正であることが分かっています。また、 S'_H は液水温位勾配 $\partial\theta_l/\partial z$ を掛けることで有限の値になることが示せます。こうすることによって、レベル3の数値的に安定な計算が可能になりました。なお、レベル2.5は、 q^2 こそ予報式で解きますが、液水温位と水分量の分散、共分散は診断式で解く点でレベル3よりも簡単化されています。

以上をまとめますと、MYNN モデルの要点は、

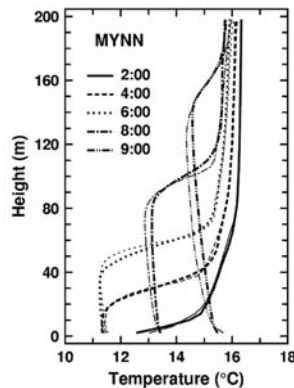
- (1) 圧力共分散項のパラメタリゼーションに浮力の効果を考慮
- (2) 乱流長さスケールの診断式に安定度による変化を考慮
- (3) 未知のモデル定数の決定に LES データベースを利用
- (4) レベル2.5に関する過去の成果を利用した数値安定性の良い計算スキームを考案

となります。

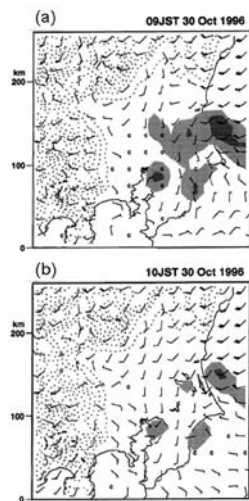
5. MYNN モデルのパフォーマンス

MYNN モデルを用いて、オランダ Cabauw の放射霧の鉛直1次元計算を行いました (詳細は Nakanishi and Niino 2004, 2006). 第9図に LES の結果の水平平均と重ねて示します。MYNN モデルの鉛直分布は LES のそれとほとんど一致しており、境界層高度の成長が遅れる MY モデルの弱点 (第7図) が大幅に改善されていることがわかります。

続いて改良の動機となった関東地方の放射霧の計算を実施しました (第10図). 09時には、常磐線沿線の霧は残したまま、特に海上の霧が減少し、霧の広がりが小さくなりました (第10図 a; 第2図 a, b 参照). 10時には我孫子周辺の霧は消散しています (第10図 b; 第2図 c, d 参照). このように、MYNN モデルは霧の3次元分布でも、より現実に近い予報ができることが確かめられました。



第9図 第7図に対応する気温の鉛直分布の時間変化。太線は MYNN レベル3モデルの結果、細線は LES の結果の水平平均。線種は時刻を表す。Nakanishi and Niino (2006) より引用。



第10図 第2図に対応する関東地方の放射霧の MYNN レベル3モデルによる計算結果。薄い陰影は視程 1 km 以下、濃い陰影は視程 100m 以下を表す。

第11図は、気象庁の原 旅人さんが非静力メソスケール予報モデルで2004年の新潟・福島豪雨の再現実験を行った結果です。従来使用していた乱流モデルでは、降水強度が弱く、線状の降水分布があまりうまく再現できていませんでしたが (第11図 a), MYNN レベル3モデルを導入することにより、レーダー・ア

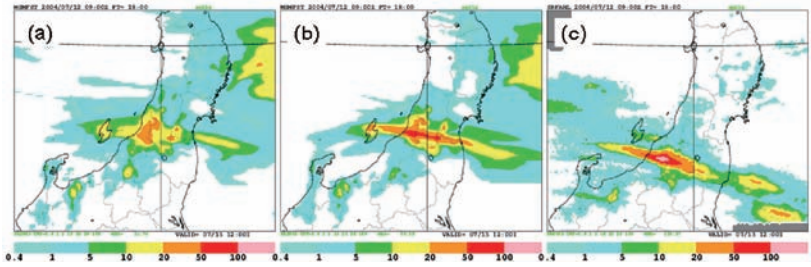
メダス解析雨量 (第11図 c) に近い結果を得ることができました (第11図 b). この改善には, MYNN に組み込まれた凝結過程の部分凝結スキーム (Sommeria and Deardorff 1977; Mellor 1977) もかなり寄与しています.

第12図は, JAMSTEC の千喜良 稔さんが全球気候モデル (MIROC) で年平均比湿分布を計算し, ECMWF 再解析データ (ERA-40) と比較した結果です. MY のレベル2.5モデルでは, 赤道の上空, 特に850hPa 付近の湿りが小さい傾向がありましたが (第12図 a), MYNN のレベル2.5モデルを導入することにより, かなり改善されました (第12図 b). これは, MYNN モデルにより境界層の成長が現実的になり, 下層の水蒸気がより高く輸送されたためと考えられます. ここでは示しませんが, カリフォルニア沖の下層雲などの高度も高くなり, 過度の気候感度を緩和することが明らかになっています.

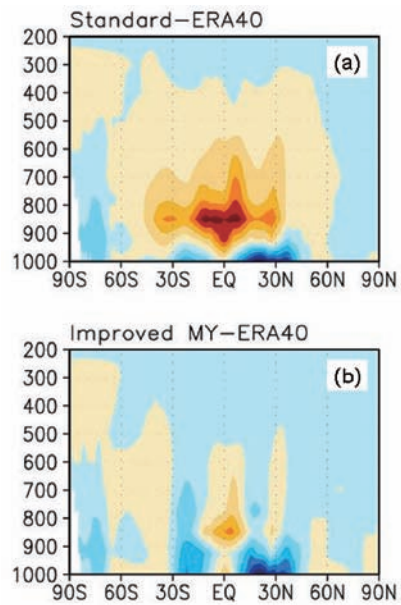
MYNN モデルに問題点はない, というわけではありません. MYNN モデルのパフォーマンスは, これまで境界層内の振る舞いを中心に観察してきました. 実際の大気は, 境界層の上に自由大気があります. 対流圏界面付近の乱流運動エネルギーが大きすぎるかもしれないことを, 千喜良さんと米国海洋大気圏局 (NOAA) の Mariusz Pagowski さんと Joseph B. Olson さんが指摘しています. 対流圏界面に配慮した診断式の再検討や予報式の構築が今後の課題です.

6. 今後の研究

ここまでは MYNN モデルの話でしたが, この改良モデルの開発に着手したのは, 全球規模の現象の理解と予測においても, 大気境界層の重要性を感じていたからです. 第13図は全球の年平均エネルギー収支です. これによると, 地表面に吸収される太陽放射エネルギーの約60%は, 顕熱・潜熱フラックスの形で, 大気境界層を通じて地表面から大気中に輸送されます. 大気境界層は, 地表面近くの温度や湿度など人類の生活環境を左右するとともに, 境界層雲の形成や対流雲の励起を介して, 放射バランスや自由大気の平均構造

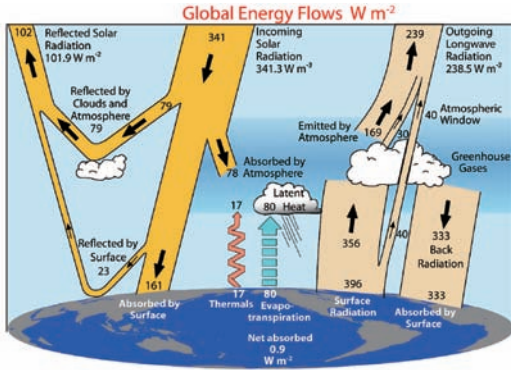


第11図 非静力メソスケール予報モデルによる新潟・福島豪雨の再現実験の降水量分布. (a)従来使用していた乱流モデル, (b)MYNN レベル3モデル導入後および(c)レーダー・アメダスの結果. Hara (2007) より引用.

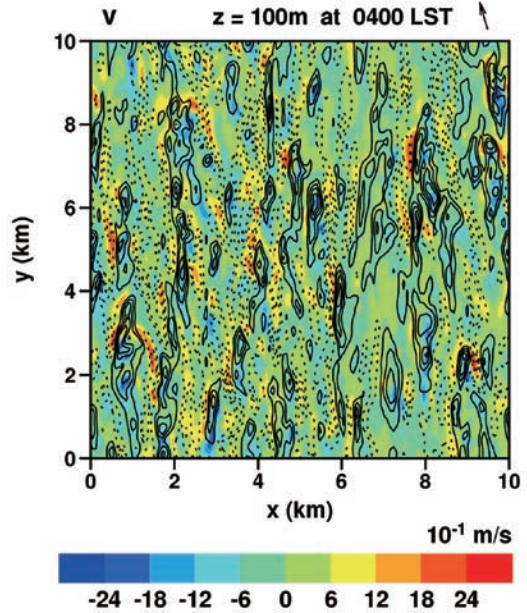


第12図 全球気候モデル MIROC3.2による年平均比湿分布の ECMWF 再解析データ ERA-40からの差. (a)MY レベル2.5モデルによる結果および(b)MYNN レベル2.5モデルによる結果. 暖色は負の値 (乾燥), 寒色は正の値 (湿潤) を表す. JAMSTEC の千喜良 稔さんから借用.

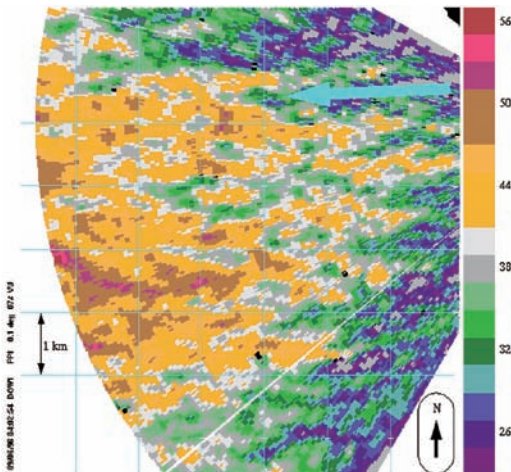
にも大きく関わっています. このような重要な役割にもかわらず, 大気境界層の理解は現在も必ずしも十分ではないように思われます. 幸い, 最近ドップラライダー (藤吉 2008) など, 大気境界層の構造や運動を3次元的に捉える測器も普及してきています. これらの新しい観測と LES による再現結果を比較しながら解析することで, 大気境界層に関する新しい知見



第13図 全球の年平均エネルギー収支. Trenberth *et al.* (2009) より引用.



第15図 LESによる高度100mの水平面内の水平風速の変動 v (等値線) および鉛直風速の変動 w (カラー) の分布. v の等値線間隔は $2 ms^{-1}$ である. 右肩の矢印は表示の高さでの平均風向を表す.



第14図 車載型レーダーで観測された台風境界層内の流れ (Wurman and Winslow 1998). <http://www.cswr.org/downloads/archives.htm> (2010.8.31閲覧) より引用.

を積み重ねていければと考えています。以下では、そのような取り組みのいくつかについて紹介したいと思います。

晴れた日の日中、砂漠や裸地では塵旋風という竜巻に似た形態の強い渦が発生します。塵旋風の発生機構は現在も十分理解されていませんが、地表面と大気との間の熱や水蒸気の交換を促進し、黄砂を含むエアロゾルの大規模な飛散にも寄与している可能性があり興味深いものです。

一方、ある程度の一般風があるときにはほとんど必

ず存在し、大気下層の非局所的な輸送に寄与していると考えられる水平渦構造(ストリーク)も未解明の現象です。これらの現象に対する取り組みは、藤吉編(2008)の気象研究ノートに詳しいので参照していただきたいと思います。

ここでは、台風境界層内に現れるストリークに似た筋状の構造について紹介します。第14図は、Wurman and Winslow (1998) が車載型のレーダーを用いて観測した台風境界層内の流れです。東風に沿う方向に、強風域が筋状に何列も並んでおり、強風域の間隔の平均は約600mであることが分かります。台風に伴う突風による被害の中には、直線状に生じる倒木被害が少なくありません。樹木は被害痕の方向に倒れ、被害痕は平行に数本並ぶ場合もあり、第14図に見られるような筋状の強風域が倒木被害に関連していることも考えられます。

第15図に LES による予備的な計算の結果を示します。方程式系は擬似的な円筒座標系で表し、 $30ms^{-1}$ の傾度風を与え、簡単のため顕熱フラックスはゼロとしました。計算領域は $10km \times 10km \times 2 km$ 、格子間

隔は水平80m・鉛直40mで、4時間の定常計算を行いました。第14図のレーダーと似た筋状の構造が現れています。より細かい格子間隔による計算や、傾度風、顕熱フラックスなどを変えた計算を実施する予定ですが、POD (Proper Orthogonal Decomposition) 解析の結果から、この構造はエクマン境界層内に生じる変曲点による不安定の可能性が高いと考えています。

LESは、大気境界層内で起こる様々な現象を再現・解析するのに適したツールと言えます。しかし、LESにも課題はあります。例えば地表面の境界条件です。気象学で通常扱うような格子間隔では地上第1番目の格子は対数風速分布の領域にあるので、その境界条件は、(通常10分程度の)時間平均量に対して成り立つ Monin-Obukhov の相似則に基づいた与え方をするのが普通です。LESでもストリークのように、水平方向に周期的に広がる現象を解析する場合にはこの与え方でも良いでしょうが、塵旋風のように、局所的かつ絶えず移動する現象を解析する場合にそのような与え方が適切であるかどうかは疑問が残ります。

電子計算機の性能の向上に伴い、現業数値モデルの解像度も数 km の領域に足を踏み入れようとしています。積雲対流のパラメタリゼーションの概念が揺らぎ始めたのに続き、近々1次元の乱流境界層モデルの使用もその根拠が揺らぎ始める(例えば Wyngaard 2004) 解像度が使われるようになりそうです。

大気境界層は、気候にとって重要な下層雲や積雲の発生に深く関わりと共に、層内にも未解明の興味深い現象を数多く内在しています。新しい観測手段とLESを併用した研究の発展は、これらの現象を理解する上でも、また次世代の気象・気候モデルの構築の上でも不可欠でしょう。

謝辞

(中西より)

受賞の対象となった研究だけでなく人生の節目において、大変多くの方にお世話になりました。

東京大学海洋研究所の浅井富雄先生と木村龍治先生は、私に大気境界層の観測研究を行うきっかけを与えて下さいました。特別観測への参加のルールは敷かれておりましたが、その後の解析は強制もなく思い通りにさせて下さいました。計算機を見たことも使ったこともなかった私に、特別観測データを記録したオープンリールのMTを渡し「これを解析してはどうでしょう」と言うだけの自由さ(放任さ?)でした。茂

木健一郎さんが何かのテレビ番組で述べた「人を育てるには、干渉せず黙って見守ることが大切である」という意味の言葉が妙に納得されます。

当時は研究職に就くつもりはなかった私は、東京大学理学部地球物理学科の同級生であった鈴木靖さんがすでに就職していた気象協会を就職先を選びました。その際、気象協会の棚橋輝彦さんや故森本陸世さんがご尽力くださったことをのちに伺いました。気象協会でも数値シミュレーション業務を無謀にも私に任せしたのは、大浦明夫さんと有澤雄三さんですが、その後の方針は比較的自由に組ませていただきました。木村富士男さんと高橋俊二さんの指導を得て数値モデルを作り、山田哲司さんの講演を拝聴してMYモデルの虜になったことは本文にも書いたとおりです。

MYモデルの改良には、水野建樹さんと近藤裕昭さんとのLESの共同研究が欠かせません。お二人はLESの将来性を見抜いておられ、私はそのお手伝いをしただけで、MYモデルばかりに気を取られてあまり熱心ではない私にいらだちを覚えていらっしたことと思います。

そのLESに改めて目を向けさせてくださったのは、棚橋さんの薦めで再び就学することになった東京大学海洋研究所の新野先生です。新野先生も細かい指示はされませんでした。しかし、最後の詰めは厳しい先生でした。朝の通勤時によく常磐線でお会いしました。当時、新野先生は荒川沖駅から乗車し座っての通勤でしたが、いつも膝にパソコンを置くか、誰かの論文の添削をしておられました。ある日、真っ赤に添削されている論文を見かけ、その著者に同情しましたが、後日、その論文が私に手渡されたときのショックは想像に余りあると思います。

MYNNモデルが日の目を見たのは、気象庁の斉藤和雄さんと原旅人さんがいち早くJMA-NHMに導入して下さったからです。その後、JAMSTECの千喜良稔さんがMIROCに、野田暁さんがNICAMにそれぞれ導入して下さっています。また、NOAAのMariusz PagowskiさんがWRFに導入して下さい、バージョン3.1で公開されています。

社会人博士課程を修了して間もなくMYNNモデルを引っさげて、すでに退職された内藤玄一さんと原田朗さんのご尽力により、防衛大学校に転職したのは20世紀最後の年です。

こうして思い返すと、思い通りにしてきたというのは自分本位の考え方で、多くの方がお膳立てして導い

てくださったことが分かります。すべての方々のお名前を挙げることは叶いませんが、導いて下さった皆様に感謝し、この場を借りて御礼申し上げます。

(新野より)

受賞の対象となった大気境界層の研究に関わるきっかけは、東京大学海洋研究所海洋気象部門(当時)の浅井富雄先生と木村龍治先生に与えていただきました。浅井先生は Ernest Agee 教授に依頼して、博士課程で1年間アメリカ Purdue 大学大学院に留学する機会を与えて下さいました。そこで巡りあったのが、後の研究の糧となった Roger H. Shaw 先生(現在はカリフォルニア大学 Davies 校)による大気境界層の名講義でした。

木村先生には、自然現象を理解する姿勢を学ばせていただきました。解説は別の機会に譲りますが、今回の受賞対象の一部となった回転成層流体の境界層に関する一連の研究は、木村先生の1970年代の局地循環に関する独創的な研究を動機とするものです。

大学院の後、採用になった気象研究所で配属されたのは大気境界層に関する実験的研究を行う物理気象研究部第2研究室でした。室の先輩の故花房龍男さん、藤谷徳之助さん、加藤真規子さんには、多くのご指導をいただきました。MY モデルの改良に関しては、様々な工夫を試みましたが、1995年に東京大学海洋研究所に異動するまで、芽は出ませんでした。そこで、同じ研究室出身の中西さんに巡り会わなければ、懸案の課題がこのように進展することはなかったでしょう。

MYNN モデルの発展に関しては、日比谷紀之さんが課題代表者を務めた「人・自然・地球共生プロジェクト」の「温暖化予測「日本モデル」ミッション」課題3：諸物理過程のパラメタリゼーションの高度化の補助を受けました。このプロジェクトを通じて、多くの数値モデルで MYNN モデルを使っていただき、フィードバックをいただくことができました。気象研究所の齊藤和雄さん、気象庁の原 旅人さん、JAM-STECC の千喜良 稔さん・野田 暁さんに感謝いたします。

他にも、一々お名前を挙げることはできませんが、研究室のスタッフや学生の皆さんほか多くの方にお世話になりました。心より感謝申し上げます。

参考文献

- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Dubrulle, B., 新野 宏, 1992: 乱流の長さスケールの診断式について. 日本気象学会1992年度秋季大会講演予稿集, C365.
- 藤吉康志編, 2008: ラージ・エディ・シミュレーションの気象への応用と検証. 気象研究ノート, (219), 166pp.
- Gambo, K., 1978: Notes on the turbulence closure model for atmospheric boundary layers. *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 466-480.
- Hara, T., 2007: Upgrade of the operational JMA mesoscale model and implementation of improved Mellor-Yamada level 3 scheme. Extended Abstracts, 22nd Conf. on Weather Analysis and Forecasting/18th Conf. on Numerical Weather Prediction, Utah, USA, J3.5.
- Helfand, H. M. and J. C. Labraga, 1988: Design of a nonsingular level 2.5 second-order closure model for the prediction of atmospheric turbulence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 113-132.
- Mellor, G. L., 1977: The Gaussian cloud model relations. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 356-358. (Corrigenda, 1977: *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1483-1484.)
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875.
- Moeng, C.-H. and J. C. Wyngaard, 1986: An analysis of closures for pressure-scalar covariances in the convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2499-2513.
- Musson-Genon, L., 1987: Numerical simulation of a fog event with a one-dimensional boundary layer model. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 592-607.
- Nakanishi, M., 2000: Large-eddy simulation of radiation fog. *Bound.-Layer Meteor.*, **94**, 461-493.
- Nakanishi, M., 2001: Improvement of the Mellor-Yamada turbulence closure model based on large-eddy simulation data. *Bound.-Layer Meteor.*, **99**, 349-378.
- 中西幹郎, 2009: LES. 天気, **56**, 477-478.
- 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.

- 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.
- Nakanishi, M. and H. Niino, 2009 : Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 895-912.
- 新野 宏, 1990 : 乱流クロージャーモデルにおける特徴長さの予報式について. 日本気象学会1990年度春季大会講演予稿集, C301.
- 小倉義光, 1995 : 猛暑の夏の雷雨活動. *天気*, **42**, 393-396.
- Sommeria, G. and J. W. Deardorff, 1977 : Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 344-355.
- Sun, W.-Y. and Y. Ogura, 1980 : Modeling the evolution of the convective planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1558-1572.
- Trenberth, K. E., J. T. Fasullo and J. Kiehl, 2009 : Earth's global energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 311-323.
- Turton, J. D. and R. Brown, 1987 : A comparison of a numerical model of radiation fog with detailed observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 37-54.
- Wurman, J. and J. Winslow, 1998 : Intense sub-kilometer-scale boundary layer rolls observed in Hurricane Fran. *Science*, **280**, 555-557.
- Wyngaard, J. C., 2004 : Toward numerical modeling in the "Terra Incognita", *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1816-1826.

Development of an Improved Mellor-Yamada Level-3 Turbulence Closure Model (MYNN Model) Based on a Large-Eddy Simulation, and Studies on the Atmospheric Boundary Layer

Mikio NAKANISHI* and Hiroshi NIINO**

* *National Defense Academy, 1-10-20 Hashirimizu, Yokosuka, Kanagawa 239-8686, Japan.*

** *Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 5-1-5 Kashiwanoha, Kashiwa, Chiba 277-8564, Japan.*

(Received 1 September 2010 ; Accepted 4 October 2010)
