

雲を伴う大気境界層乱流のパラメタリゼーションスキーム ～1次元モデル及び領域モデルによる検証実験～

* 野田 暁¹⁾・岩崎 俊樹²⁾・氏家 将志³⁾

1) 地球フロンティア, 2) 東北大学大学院理学研究科, 3) 気象庁・気候情報課

1. はじめに

大気境界層で発生する雲(下層雲)の全球平均の放射強制力は 16 W m^{-2} に達すると評価されている。これは雲全体の寄与のうち 60%に相当しており、下層雲は地球の気候変動に対して重要な役割を演じている。深い対流に伴うスケールの大きな積乱雲は GCM を高解像度化することで陽に扱おうとする試みも行われつつある。しかし、下層雲は水平スケールが 100m 程度でしかないものも多いため GCM はもとよりメソスケールモデルにおいても陽に計算することは難しく信頼できるパラメタリゼーションが不可欠となっている。より現実に近い下層雲を再現するためには雲そのものの生成や維持、消滅過程だけでなく地表面や境界層、自由大気との間で起こる乱流輸送を十分考慮したパラメタリゼーションが必要である。本研究では、昨年度報告した内容からの更新を示し、領域モデルに応用した結果を報告する。

2. パラメタリゼーション

2.1 乱流拡散係数

乱流エネルギー (TKE) を予報し、これを基に乱流拡散係数を診断する。まず、運動量拡散係数を次の様にパラメタライズする:

$$K_m = F(z/z_0, Ri_b) L (TKE)^{0.5},$$

ここで、 L は乱流長さスケールである。 $F(z/z_0, Ri_b)$ は安定度と粗度の関数であり、Louis (1979) に倣い接地層の野外観測データから得られている経験式で与える。

乱流長さスケール

これまでに多くの診断式が提案されているものの、その多くは雲との相互作用を十分考慮していなかった。雲を伴う大気場においては雲の凝結に伴い成層は安定化される。このため雲層と混合層との間でしばしば乱流デカップリングが起り、乱流輸送が制限される。また、雲に伴う強い放射冷却は乱流を生成しこれが自由大気との間で起こる乱流混合を促進する。従って、雲を伴うより一般的な環境場での長さスケールは周辺の成層とのバランスを基にして決めるのが望ましい。そこで、上向き/下向き平均自由行程 (L_{up}/L_{dn}) を用いて次の様にパラメタライズする:

$$1/L = 1/(\kappa z) + 1/\sqrt{L_{up} L_{dn}},$$

ここで、 L_{up} , L_{dn} はそれぞれ

$$\int_z^{z+L_{up}} \frac{g}{\theta_0} (\overline{\theta_v}(z') - \overline{\theta_v}(z)) dz' = \text{TKE}(z),$$
$$\int_{z-L_{dn}}^z \frac{g}{\theta_0} (\overline{\theta_v}(z) - \overline{\theta_v}(z')) dz' = \text{TKE}(z),$$

を満たす長さである。オーバーバーはアンサンブル平均量であり格子点の値を用いる。この様に局所的な TKE

の変動を長さスケールに反映させることで、従来は考慮することが難しかった局所的な風の鉛直シアに伴う乱流混合等もより詳細に扱うことができる。

乱流プラントル数 (P_r)

強安定や強不安定な環境下における乱流の統計的振舞いのモデル化は決して特殊な問題ではない。例えば、境界層の上には常に自由大気という強い安定成層が存在しており、その間の乱流混合が雲の生成量に大きく影響している。従って信頼できるモデル化のためには、観測事実を基にした、より幅広い安定度の下で得られている経験式を応用することが望まれる。近藤 (1994) は冬季の野外観測を基にバルクリチャードソン数 (Ri_b) ≤ 10 で使用できる接地層の無次元勾配関数を提案している。彼らの結果を基に得られた数値解を図 1 に示す。

図より、特に興味深いのは安定時の乱流の振舞いである。従来のモデルでは安定度が増すにつれて乱流は減衰し $Ri_b \approx 0.2$ を超えると混合はほとんど起こらないとしていた。しかし、観測事実によれば乱流混合は必ずしも完全に消滅するのではなく、 $Ri_b \approx 2$ 程度まではほぼ恒常的に起こる非定常的乱流によってわずかながら維持されていることを示唆している。 $Ri_b < -1$ では今後の観測的研究結果に期待し、本研究では便宜上、一定値を用いる。

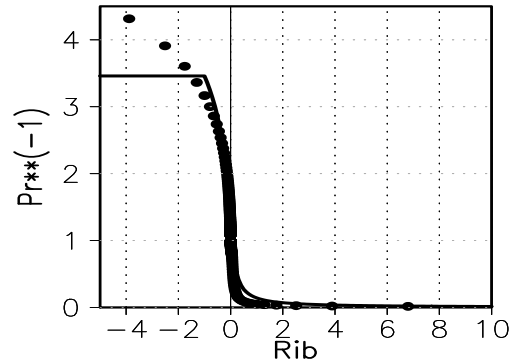


図 1: 近藤 (1994) による無次元勾配を用いて、相似則を基に数値的に解いた乱流プラントル数とバルクリチャードソン数の関係 (点) と、その近似曲線 (実線)。

2.2 雲と降水

雲水量と雲量の診断は Mellor (1977) による部分凝結スキームを用いる。このスキームの主な利点は雲生成と雲放射過程との相互作用を整合的に扱うことができることである。サブグリッドスケールの温度と水の 2 次乱流統計量は野田ほか (2005, 気象学会秋) による診断式で与える。雲水から雨水への変換過程は Kessler 型オートコンバージョンを用いる。

3. 結果

3.1 LES vs. 1 次元モデル (SCM)

まず、理想化した環境場におけるパラメタリゼーションの妥当性を調べるために LES を行い、これと比較する。成層はヤマセ発生時の 1 次元サウンディングを用いた。SCM は LES による熱や水蒸気分布の鉛直構造だけでなく、それに伴って発達する雲をよく再現している (図 2)。パラメタライズされた乱流統計量の鉛直分布も LES と概ね一致している (図 3)。例えば、LES による温度フラックスは地表面と境界層上部で極値を持っており層積雲を伴う典型的な境界層構造を示している。定量的にはまだ改善の余地がありそうであるが、SCM も同様の構造を再現している。

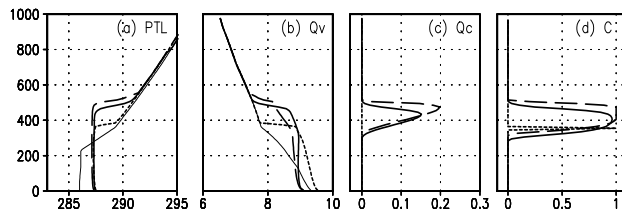


図 2: ヤマセ雲発生時のアンサンブル平均量の鉛直構造。3 時間後の (a) 液水温度 (K), (b) 水蒸気混合比 (g kg^{-1}), (c) 雲水混合比 (g kg^{-1}), (d) 雲量。LES とパラメタリゼーションを用いない場合、用いた場合の SCM の結果をそれぞれ実線、点線、破線で、そして初期場を細い実線で示す。LES は水平面平均値を示す。

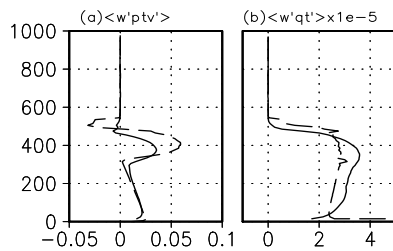


図 3: ヤマセ雲発生時の乱流の鉛直構造。3 時間後の (a) 温度フラックス (K m s^{-1}) と (b) 水蒸気フラックス ($10^{-5} \text{ kg kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$)。LES とパラメタリゼーションを用いた SCM をそれぞれ実線と破線で示す。

3.2 領域モデルを用いた感度

MRI-NHM を用いて水平格子間隔 10km によるヤマセ雲発生時の現実場実験を行った (図 4)。観測的研究から、ヤマセ雲の鉛直積算雲水量は 110 g m^{-2} 程度であることが報告されているが (Kojima et al. 2006)、海洋上で見られる 200 g m^{-2} を越える様な雲水量の過剰生成がパラメタリゼーションを用いることで緩和されている (図 4 上段)。また、陸域では、山岳に沿った雲の生成が起きている (図 4 下段)。TKE の鉛直分布を見ると (図 5)、特に海洋上と山岳風下側で TKE が発達することがわかる。TKE 方程式の収支解析より (図 6)、海洋上では浮力生成項、山岳付近では風の鉛直変化に伴うシア生成項が主に TKE の発達に寄与していることがわかる。

4. まとめ

雲を伴う境界層乱流のより現実的なモデル化を行うために、乱流長さスケールや Pr の精緻化等を試みた。簡略化した環境場の下、SCM で妥当性を確認した後、領域モデルへ導入し、その影響を調べた。

従来は、サブグリッドスケールの TKE の発達が適切に起こらずこのことが乱流による鉛直輸送を妨げていた。パラメタリゼーションにより、TKE が発達することで

乱流混合が起こり熱や水蒸気を鉛直に輸送する。この結果、海洋上では境界層下部の過湿を緩和させ、また陸上では境界層上部の湿度を上昇させることで雲の生成に寄与している。本研究では、9 時間程度の時間積分による感度を示すに留まったが、今後は衛星観測による雲水量の広域分布との比較を進め、その長期的な再現性の向上と改良を試みる。

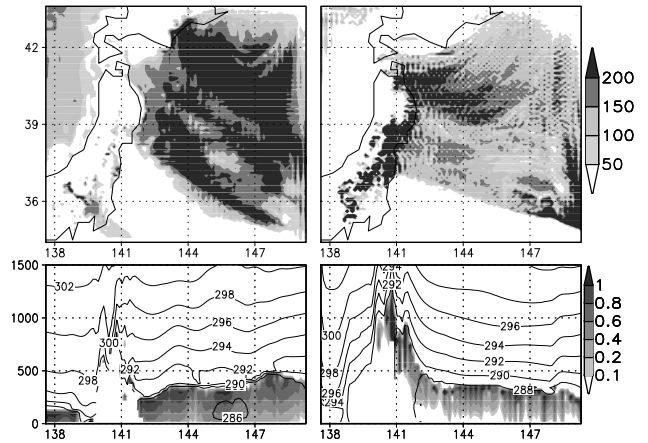


図 4: 2003 年 6 月 22 日ヤマセの現実場を用いたときのパラメタリゼーションの感度。パラメタリゼーションを (左段) 用いない場合と (右段) 用いた場合について、(上段) 高度 2km 以下で積算した雲水量 (g m^{-2})、(下段) 緯度 39 度に沿った温位 (K) と雲水混合比 (g kg^{-1}) の鉛直断面を計算開始から 9 時間後について示す。

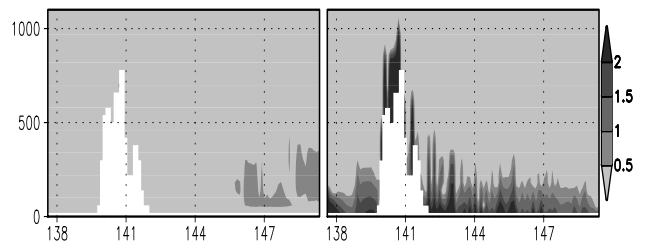


図 5: 緯度 39 度に沿ったサブグリッドスケールの乱流エネルギー ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$) の鉛直断面。パラメタリゼーションを (左) 用いない場合と (右) 用いた場合。

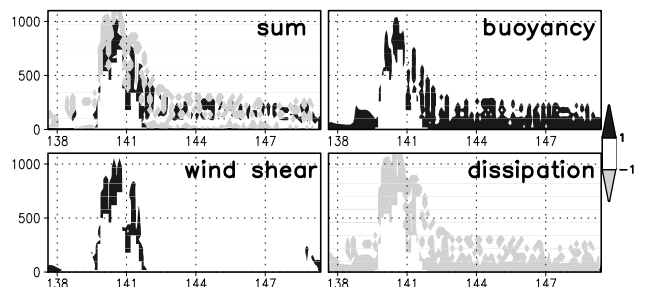


図 6: パラメタリゼーションを用いた場合の緯度 39 度に沿った鉛直断面の乱流エネルギー方程式の時間変化項。(左上) 浮力生成項+シア生成項+消散項、(右上) 浮力生成項、(左下) シア生成項、(右下) 消散項。単位は $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ 。

謝辞

領域モデルによる 2003 年ヤマセの数値実験を行うにあたり、東北大学大学院理学研究科修士課程の星野誠さんに協力して頂きました。