

積雲-対流-放射-地表面熱収支のフィードバック作用を考慮した混合層の数値解析

Numerical Simulation of Convective Layer with the Feedback Effect of
Cloud-Convection-Radiation-Surface Energy Budget

神田 学*、立川 貴一**

By Manabu KANDA and Takakazu TACHIKAWA

A 3D numerical model has been developed for investigating the complicated relations between cloud, convection, radiation and surface energy budget. Using this model, a sensitivity analysis of radiation to surface energy budget and two kind of numerical experiments have been performed and following results are obtained :1) Net radiation at the ground surface has a maximum value at a lower water cloud content. 2) Radiative cooling of atmosphere restrains the development of convective layer. 3) Radiative cooling of cloud activates the development of cloud top.

Keywords: cloud, convection, radiation, surface energy budget

1. はじめに

大気表層における熱対流混合層の機構を議論する際には、厳密には2つ側面を理解しなくてはならない。一つは熱流体力学的な「対流現象」であり、もう一つは日射や長波放射といった輻射学的な「放射現象」である。従来の対流混合層の研究では、この2つの現象は別々に取り扱われてきており、特に後者の放射過程の影響が無視されていることが多い。対流活動が数秒～1日のオーダーであるのに対し、放射平衡が得られるには数日のオーダーを要するためである。更に、対流混合層上に形成される「積雲」の存在を考えると、現象は極めて複雑なものとなって来る。積雲型熱対流混合層の各ファクターの相互依存関係を図-1に示す。積雲生成は潜熱の放出により対流活動そのものに影響を及ぼす(例えば、神田・日野¹⁾, 1992)と同時に、日射の遮蔽および長波放射の射出によって放射過程にも影響を及ぼすと考えられる。その結果、雲層内を加熱・冷却するのみならず、地表面熱収支をも変化させ、最終的にはそれが対流活動にフィードバックされる。このような積雲-対流-放射-地表面熱収支の相互作用については未だ不明な点が多く、これらの相互作用に着目した解析・実測例も少ない。

Sommeria(1976)²⁾は、乱流モデルに雲の長波放射過程を導入し、雲内の加熱・冷却について検討を加え

* 正会員 工博 山梨大学講師 工学部土木環境工学科

** 学生員 山梨大学 工学部土木環境工学科

(〒400 甲府市武田4丁目3-11)

本研究の目的は、図-1 に示す積雲-対流-放射-地表面熱収支のフィードバック機構を取り込んだ Large Eddy Simulation モデルを開発し、1) 雲内・混合層内における放射過程が対流層の構造に及ぼす影響、および2) 雲による短波放射の遮蔽や下向き長波放射の変化が地表面の熱収支、さらには混合層内の雲形成過程に及ぼすフィードバック作用について検討を加えることである。

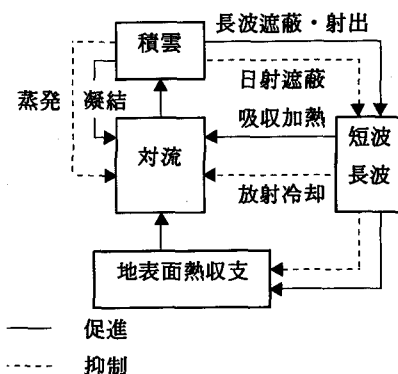


図-1 積雲-対流-放射-地表面の相互作用

λ : 短波の波長、 τ : 雲層の光学厚さ (無次元)、 A : 太陽天頂角、 u 、 τ_{ef} 、 R_c : 無次元パラメーター、 ω 、 β_1 、 β_2 : 無次元パラメーターで太陽天頂角 (A) と光学厚さ (τ) の関数。

(c) 放射モデルの水平平均化 メソスケールモデルと異なり、混合層のLESにおいてはメッシュのスケールが数十mから数百mと狭いため、散乱短波放射や長波放射を鉛直一次的に取り扱うのは問題がある。3次元放射モデルを導入することが望ましいが、著しく煩雑で計算時間がかかるため得策でない。そこで、ここでは放射過程のみ水平断面平均化を行った上で、基礎方程式 (1) ~ (15) を解くことにする。ただし、水平平均化されるためこの方法では直達短波による地表面の局所加熱の効果を検討できない難点がある。

2-2 対流モデルへの取り込み

対流モデルは神田・日野 (1991)⁶⁾ を参照されたい。サブグリッドスケールの乱流エネルギー予報式を含む Large Eddy Simulation を採用している。積雲放射の影響として温位の移流拡散方程式の右辺に、いわゆる相変化項とは別に放射フラックスの空間変化による加熱・冷却項を付加する。

$$\left[\frac{\partial \theta}{\partial t} \right]_{\text{SOURCE}} = \frac{\theta}{T} \frac{1}{\rho C_p} \left[\frac{\partial R_s}{\partial Z} - \frac{\partial R_L \uparrow}{\partial Z} + \frac{\partial R_L \downarrow}{\partial Z} \right] \quad (16)$$

2-3 地表面熱収支の取扱い

土壌系は別途開発済みであるが (神田・日野, 1991⁶⁾)、計算付加を考えここでは陽には解かないことにする。地中熱フラックス (G) は R_s の1割とし、地表面ボーエン比 (α) を設定することによって、熱収支式 (17) から地表面での顕熱・潜熱フラックス (H 、 $L E$) を算出し、温位方程式の境界条件として与える。

$$(1 - \alpha) R_s + R_L \downarrow - R_L \uparrow - G = H + L E \quad (17)$$

2-4 積雲放射過程の地表面熱収支への感度分析

精密な3次元計算を行う前に、雲の放射過程が地表面熱収支に及ぼす影響の感度分析を行う。3章で行う3次元計算と同じ初期状態のもとで、高度 500 m ~ 1 km を積雲層として固定し、雲水量をさまざまに変化させる。その上で、対流過程は解かず放射分布と地表面熱収支のみを解いて、雲水量によって地表面の純放射量がどの様に変化するかを調べる。太陽高度をパラメーターとした解析結果を図-2に示す。

ここで注目すべきことは、比較的小さな雲水量で (1~10 g/m²)、地表面での純放射量が最大値を取っている点である。このことは、多少雲が存在した方が、純放射量が多くなることを

意味している。一般に、雲の存在により地表面の日射量は低下するが、正味長波放射量は増加する。ところが、同じ雲水量に対して短波は透過しやすく長波はしにくいため、雲の長波放射射出による地表面での受熱量の増加が、日射の遮蔽に伴う地表面受熱量の低下を上回ることが起こり得る。一旦、雲が黒体放射となればそれ以上下向き放射量が増加することはないので、ある程度雲水量が増せば、日射の遮蔽効果が卓越して、純放射量は低下するわけである。地上観測で得られる放射量は、水平平均的なものではなく直達短波の局所的变化の影響を強く受ける点的なものである。そのため、同様な議論もなされている (Stephens (1978)⁴⁾) が、実証はされていない。なお、太陽高度が低いほど地表面純放射が最大値を取る雲水量が小さな値を示しているが、これは同じ雲水量でも太陽高度が低いほど、短波に対する光学的距離が増すためである。

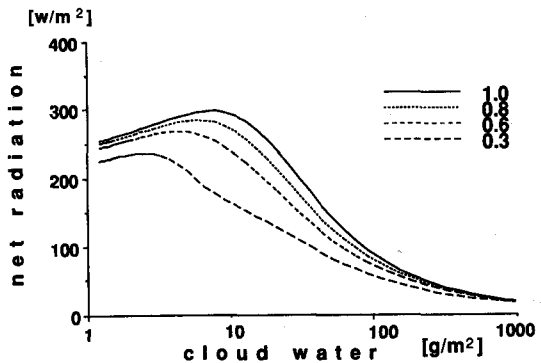


図-2 雲水量 (鉛直積分) と地表面純放射量の関係
図中の数字は $\cos A$ の値 (A は太陽天頂角)

3. 数値計算概要

(a) 初期条件 初期混合層高さ 500 m で、その上空には安定成層がある (式 (18))

$$\theta(Z) = \begin{cases} 298 \text{ (K)} \\ 0.005 Z + 298 \text{ (K)} \end{cases}, \quad q_v(Z) = \begin{cases} 15.8 \text{ (g/kg)} & (Z < 500 \text{ m}) \\ -0.003 Z + 15.8 \text{ (g/kg)} & (Z > 500 \text{ m}) \end{cases} \quad (18)$$

(b) 計算諸元 表-1 に示すようにに積雲-対流-放射-地表面熱収支を全て取り込んだフルシミュレーション (ケース1) と、比較のため放射過程を取り除いた計算 (ケース2) の2ケースを行う。主な計算諸元を表-2 に示す。

表-1 比較計算概要

	ケース1	ケース2
積雲	あり	あり
放射	あり	なし
地表面	熱収支(17)式より可変	熱収支式(17)より固定

表-2 主な計算パラメーター

日射量	400 W/m ²
アルベド (α)	0.2
ボ-エン比 (H/1E)	2.0
太陽天頂角 (A)	60度
時間刻み (DT)	1.25秒
計算回数 (N)	14400

(c) 計算領域 1.5 km x 1.5 km x 2.4 km の3次元領域を15 x 15 x 45 のメッシュで解像する。

(d) 境界条件 側方は周期境界条件、上部はダンピング層、地表は熱収支式 (17) より熱フラックスで与え、温度・比湿はモーニン・オブコフ則により外挿する。

(e) CPU 計算は、東京大学のスーパーコンピュータ S-3800 により行い、1ケース約1 (hr) のCPU TIME を要した。

表-3 顕熱フラックスの計算結果の比較

	地表面	圏界面
ケース1	107	30
ケース2	100	29

上向きが正、単位 (W/m²)

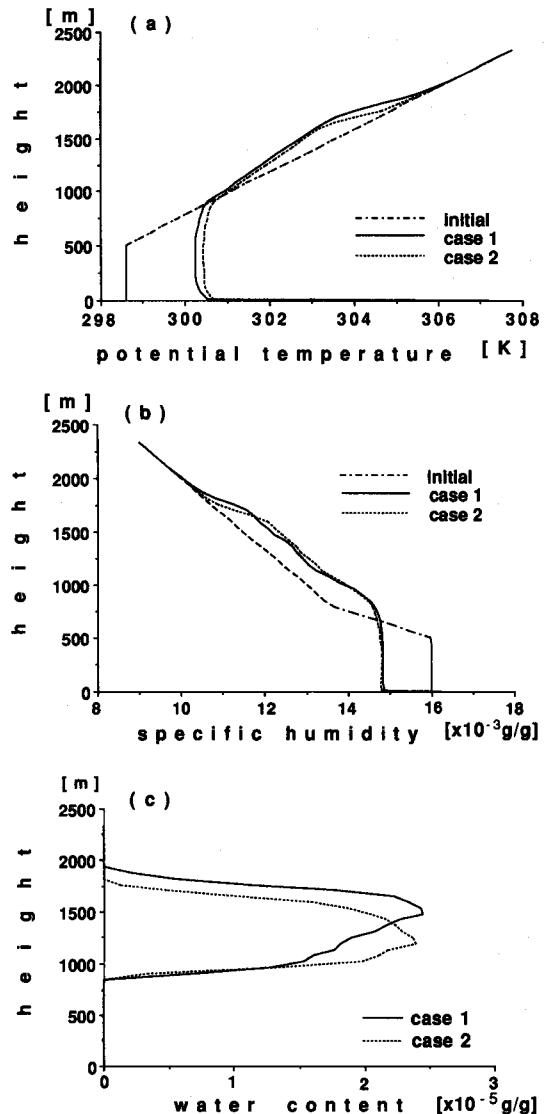


図-3 温位・比湿・雲水量の鉛直分布
(a)温位 (b)比湿 (c)雲水の混合比
いずれも計算開始3時間後のもの

4. 計算結果と考察

4-1 温位・比湿・雲水量の鉛直分布（水平断面平均）

(a) 積雲型混合層の特徴

図-3 に計算開始3時間後における水平断面内で平均化された温位・比湿・雲水量の鉛直分布を並べて示す。混合層の上層部に積雲層が存在する2層構造となっており、典型的な積雲型混合層である³⁾。混合層の上端部（圏界面近傍）が雲底部とほぼ一致している。なお、混合層は顕熱フラックスが最低値を取る高さとして定義し、図-3では800m前後となっている。ケース1、ケース2いずれも、混合層内では、温位・比湿がほぼ一様で、雲は存在しない。積雲層では、温位が高さとともに漸減し、しかも初期状態よりも低下する傾向にある。これは、混合層への熱の連行によるいわゆるオーバーシュート現象ではなく、積雲層上層において雲粒が蒸発することによるものである（後述図-4参照）。一方、水蒸気比湿は混合層からの鉛直輸送により、初期状態より増加傾向にある。

(b) 混合層の発達速度の差異

ケース1、2の温位・比湿分布の比較より、放射過程を考慮しない場合（ケース2）の方が、やや混合層の発達が速いことが示される。その原因としては、1) 地表面顕熱フラックスの差異、2) 圏界面からの熱の連行の差異、3) 混合層内の放射加熱・冷却の影響、の3つが考えられる。表-3には、地表面と混合層圏界面における顕熱フラックスの計算開始から5時間後までの平均値を示す。地表面からの顕熱フラックスは、雲の放射過程を考慮したケース1の方がわずかに大きくなっている。この理由については2-4で詳細に述べた。一方、圏界面からの熱の連行は大差ない。このことから考えると、混合層はむしろ放射過程を考慮したケース1の方が速く発達するはずであるが、実際は逆である。従って、混合層内の放射冷却が混合層の発達を遅らせている一番の原因であると予想される。

(c) 雲頂高度

図-3 (c) の雲水量分布より、放射過程を考慮したケース1の方が雲上高度が高くなっていることが示される。従って、放射過程は、混合層の発達を遅らせる一方で、積雲層の発達を速めていることになる。積雲層が発達しやすくなる原因としては、雲頂部における放射冷却による大気的不安定化が考えられる。

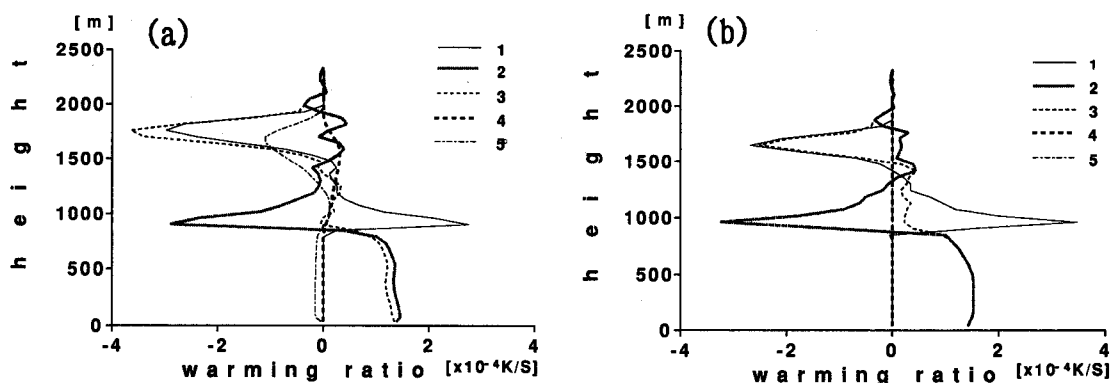


図-4 熱収支項の鉛直分布 (a) case1 (フル計算) (b) case2 (放射なし)

各ラインタイプの数値は以下の熱収支項を示す

- 1: 雲の凝結・蒸発項、2: 熱フラックスの収束項、3: 非定常項
- 4: 短波放射フラックスの収束項、5: 長波放射フラックスの収束項

4-2 熱収支の鉛直分布

上記の考察をより明確にするために、熱収支の鉛直分布を調べる。図-4には、水平断面内で平均化された各熱収支項の鉛直分布を示す。

(a)混合層内 混合層内では、温位の非定常項が、顕熱フラックスの収束による加熱項とバランスしており、加熱率も層内ではほぼ一様である。ケース1の加熱率は、放射過程を考慮していないケース2に比べて若干小さくなっているが、これは放射冷却項によるものであることが分かる。以上のことより、ケース1の混合層の発達速度の遅い理由も説明される。

(b)雲底部 雲底部では、顕熱フラックスの収束による冷却項と、積雲の凝結潜熱の放出に伴う加熱項がバランスしている。非定常項はきわめて小さい。

(c)雲頂部 放射過程を考慮していないケース2では、積雲の蒸発潜熱の吸収に伴う冷却項が非定常項とバランスしている。雲底で作られた雲粒が上昇流により輸送され雲頂部で蒸発していると考えられる。一方、ケース1では、積雲の蒸発潜熱の吸収に伴う冷却項と放射冷却による冷却項の和が非定常項と釣りあっているため、ケース2にくらべて冷却速度が速い。このため、雲頂部の大気が不安定化し、積雲の発達が促されているものと考えられる。なお、日射吸収による加熱項は、放射冷却項に比べて小さい。

5. 結論

積雲-対流-放射-地表面熱収支のフィードバック作用を考慮した Large Eddy Simulation モデルを開発し、このモデルを用いて積雲型混合層の解析を行った。その結果、以下の結論が得られた。

- 1) 小さな雲水量 ($1\sim 10 \text{ g/m}^2$) で、地表面の純放射量は最大値を取る。
- 2) 混合層内の放射冷却の影響により混合層の発達は遅くなる。
- 3) 雲頂部の放射冷却により、大気的不安定性が増し、雲頂高度が高くなる傾向にある。

今回は計算領域が狭いこともあり、おもに水平断面平均化された統計量的な側面に絞って検討と考察を行った。しかしながら、積雲-対流-放射-地表面熱収支のフィードバック作用は、一つ一つのサーマルがより大きなメソスケールの構造へ組織化されていく際の過程にも大きな影響を及ぼしていることが十分考えられる。直達短波による局所加熱の問題と合わせて、現在検討中である。

参考文献

- 1) 神田・日野(1992): 相変化が熱対流のマーシングに及ぼす影響、水工学論文集、第36巻、pp. 501-506.
- 2) Sommeria, G. (1976): Three-dimensional simulation of turbulent process in an undisturbed trade wind boundary layer, J. of Atmos. Sci., vol. 33, pp. 2216-241.
- 3) Gannon, P. T. (1978): Influence of earth surface and cloud properties on the South Florida sea breeze, NOAA Tech. Rep. ERL 402-NHEML-2.
- 4) Stephens, G. L. (1978): Radiation profiles in extended water clouds. 2. Parameterization schemes, J. of Atmos. Sci., vol. 35, pp. 2123-2123.
- 5) Atwater, M. A. (1974): The Radiation Model, Sect. 4, Vol. I, CEM Rep. No. 5131-4099, pp. 67-82.
- 6) 神田・日野(1991): 大気-土壌系の相互作用に着目した対流性雲の発生発達に関するLESモデルによる検討、水工学論文集、第36巻、pp. 27-32.
- 7) Pielke, R. A. (1984): Mesoscale Meteorological Modeling, Academic Press, London.
- 8) Asai, T. and Nakamura, K. (1978): A numerical experiment of air mass transformation process over wamer sea, J. of Meteor. Soc. of Japan, vol. 56, pp. 424-434.