

## 大気中の微量物質鉛直輸送に関する研究

木田 秀次・戸田 充彦  
京都大学大学院理学研究科

### 要 旨

地球上の気候の形成において、 $O_3$  や  $SO_2$  といった微量物質の分布は重要な要素である。しかし、それら微量物質の輸送過程についてはまだ不明な点が多い。本研究では、輸送現象の中でも雲対流による鉛直向きの物質輸送、特に境界層とその直上の気層とを含む下部対流圏に影響をもたらす輸送に注目し、大気混合層や対流雲の細かな構造が表現できる2次元 warm rain モデルを用いて、仮想的な Euler-tracer を流す数値実験を行い、雲対流の鉛直輸送効果について調べた。

キーワード：物質輸送、微量組成、対流雲、数値シミュレーション

### 1. はじめに

地球上の気候の形成において、 $O_3$  や  $SO_2$  といった微量物質の分布は重要な役割をになう。しかしながら、その分布の特徴を作り出す、輸送の機構などについての知見は、まだ不十分であると思われる。

対流圏における微量物質の輸送は、大循環、高低気圧、雲対流、乱流等といった様々な力学的要素が複合的に絡み合いながら起こっていると考えられる。その中において、大循環による輸送については数値モデルを用いた研究が多くなされているが、メソスケール以下の現象による物質輸送については、観測の難しさや、数値シミュレーションに多くの計算機資源を要することなどの理由から、まだ充分な理解を得るといったレベルには達していない。

#### 1.1 過去に行われた研究について

前記のように、対流雲を始めとした比較的小さなスケールの現象による物質輸送についての研究は少なからずなされている。が、それらの多くは微量気体の輸送中における化学過程に的を絞り、力学過程については簡略化した考え方でやっているものがほとんどである。一方、輸送システムの力学過程に的を絞ったものは少ない。なお、対流雲による物質輸送

を力学的に論じる場合、航空機観測や、Chaff(Radar波を反射する粉状物質)を用いたレーダー観測等といった観測だけでは、小さなスケールの物質輸送の全体像をつかむことが難しい場合が多い。そのため、鉛直方向の物質輸送についてのメカニズムを論じる場合については、数値実験を用いながら評価を行う必要性は高い。

過去の対流雲による物質輸送についての研究でまず第一に特記すべきものは、Scala et al.(1990)のスコールラインによる気体物質輸送についての論文である。1987年に行われたABLE2B集中観測(The second NASA Amazon Boundary-Layer Experiment)での航空機による $O_3$ ,  $CO_2$ 風観測データ、PAM地上観測データ、レーウィンゾンデ観測を用いた解析、および2次元数値モデルによる数値実験(スコールラインの数値実験で仮想 Euler tracer および、Lagrange tracerの輸送実験も含む)等から1987年5月6日に観測されたスコールラインによる物質の輸送メカニズムについて説明している。

これにより、観測のデータと数値モデルのデータを組み合わせることによる輸送過程についての詳しい説明の可能性が示された。他に、Stith et al.(1996)におけるNorth Dakotaで起こった低気圧に伴うconvective stormによる物質輸送の解析や、Fanyou et

al.(1993)の単一積雲による passive tracer の物質輸送についての数値実験がある。

以上の研究は、背の高い積雲対流による輸送について行われた研究であり、本研究のテーマである境界層から上方への輸送という観点とは少し異なる。

次に、境界層付近から上方への輸送についての過去の研究についてレビューする。

まずは、晴天積雲の代表的研究とも言うべき Stull(1985)の論文において、彼らは、晴天積雲を Forced cumulus, Active cumulus, Passive cumulus の3種類に分類し、それぞれの性質について一般論を論じている。ここで、Forced cumulus は大気混合層からの上昇流が overshooting により LCL(持ち上げ凝結高度)を超えたがしかし LFC(自由対流高度)に達しなかった積雲の事であり、一方 Active Cumulus は LFC に達して、より高くへ発達していつている積雲である。一方 Passive cumulus は、Active cumulus の発達が終り、雲が消えていく状況にあるものである。そして、Stull によれば、3種類の中で Forced Cumulus は負の浮力によって下方へ押し戻されてしまうことから、大気混合層から上層への物質の輸送にはほとんど効果がなく、主に効くのは Active Cumulus による輸送であるということである。

次にあれる論文は、前に出てきた ABLE2B の前、1985年の7~8月に行われた、ABLE2A(乾期)におけるバイオマスバーニングにより発生した CO, NOx などの飛行機観測(これは境界層からの輸送に焦点を当てている)、Andoreae et al.(1988)である。これは、middle troposphere にある haze layer の存在と絡めて、バイオマスバーニングによる微量物質の輸送について観測と解析を行っている。

ちなみに、過去にも当然のことながら数値シミュレーションは行われている。その草分的存在は、Niewiandomski(1985)である。この研究では SO<sub>2</sub> の上方輸送を念頭において、passive tracer について3次元で数値シミュレーションを行っている。この研究は、草分的存在として大きな意味がある。ただ、計算機資源の問題等から、Grid 間隔が粗いなどの問題があり、その結果がどこまで現実と対応できるかについては限界があったように思われる。

次に、aerosol particle と雲物理過程をスペクトルで扱える DESCAM というモデルを用いて雲による venting 効果、つまり雲による下層から上層への物質の鉛直輸送過程を数値計算した Flossmann et al.(1997)がある。この研究は、モデルの微物理過程の表現がしっかりしているという点と、雲の境界からの物質の出入りを調べているという特長がある。ただ、個人的な印象ではあるが、数値実験の上で感

度実験などが、十分には行われておらず、定量的議論を行うには、もっといろいろな条件で調べる方がよいように思われた。また、着目点は混合層付近から上層への物質輸送であるのだが、混合層内の構造をパラメタリゼーションで扱っているのも気がかりである。他に Garstang et al.(1988)は前出の ABLE2A の観測に対応して数値実験も行っている。ただ、こちらの数値実験も、grid 間隔が粗く、混合層内の構造との対応は不鮮明である。

他に化学過程について焦点を当てた1次元モデルにより計算したものはたくさんあるが、対流による輸送の力学的側面に焦点を当ててシミュレートしたものはあまり多くなく、ここでは説明しない。

また、これは対流雲による物質輸送の数値シミュレーションの話とは少々離れるが、最近では計算機の能力が上がってきたことや、計算技術が発達してきたことを背景にして、もっと細かい grid 間隔の格子で計算させようという LES(Large Eddy Simulation) 的なアプローチが増えている。例えば、大気混合層内での混合過程を詳細に調べた Ebert et al.(1989)、marine boundary layer とその上層にある層積雲との interaction について調べた Wyant et al.(1997) などである。特に、Ebert et al.(1989) は境界層内における混合についてはあるが、non-local turbulent mixing についての研究であり、境界層でも短時間のスケールでみると、上層から下層に非拡散的に輸送されるということで、本研究を進めるにあたっての様々な示唆を得ることができた。

なお、補足しておくが、ここで言う LES は、大気混合層内の主な渦運動(ブリュームなど)がちゃんと解像される数値実験を行うという意味であり、eddy-resolving model ともいう。流体力学分野で一般に言われている LES とは意味が違っている。

## 1.2 本研究の目的

本研究においては、以上の研究をふまえながら、研究対象として、その中でも、雲対流による鉛直向きの物質輸送、特に、境界層とその直上の気層とを含む下部対流圏に影響をもたらす対流雲に注目する事にした。そして、その輸送効果について調べるために、大気混合層のブリュームや、対流雲の中の細かな構造が再現できるような、eddy-resolving な2次元 warm rain モデルを用いて数値シミュレーションを行い、対流雲を発生させた。そして、その対流雲等による物質の混合過程を調べるために、仮想的な Euler-tracer 物質をその風、および拡散場に流す数値実験を行った。そして、その計算結果から、比較的低い対流雲による上方への物質輸送が、どのような

物質の鉛直分布を作り出すのか示したい。

## 2. 数値実験に用いたモデルについて

本研究で用いた数値モデルは、密度  $\rho$  を予報するタイプの 2 次元完全圧縮系 warm-rain モデルであり、LES のなものを指向した、eddy-resolving model として使用することを想定している。

### 2.1 力学系

#### (1) 方程式系について

完全圧縮方程式系、ストレッチグリッド ( $dz$  可変) で、スタガード格子を使用している。グリッド間隔は、 $\Delta x = 40m$ 、 $\Delta z$  については、下部の 2000m については 50m、それより上では、1.014 倍ずつ等比級数的に増大させている。高度 7km ではだいたい  $\Delta z \approx 120m$  である。 $\Delta t$  については、0.1875s とし、音波は後述の time-split 法を用いてさらに 1/7 の time step で計算させている。

$$\frac{\partial \rho u}{\partial t} + ADV.u = -\frac{\partial P'}{\partial x} + \bar{\rho} DIF.u + CDIF.\rho u \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho w}{\partial t} + ADV.w = -\frac{\partial P'}{\partial z} - \rho' g + \bar{\rho} DIF.w + CDIF.\rho w \quad (2)$$

$$\frac{\partial \rho \theta'}{\partial t} + ADV.\theta' = \frac{L_v}{C_p \bar{\rho}} \left( \frac{dq_{vs}}{dt} - Er \right) + \bar{\rho} DIF.\theta' + CDIF.\rho \theta' \quad (3)$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\rho = \bar{\rho}(z) + \rho'$$

$$P = \bar{P}(z) + P'$$

$$\theta = \bar{\Theta}(z) + \theta'$$

上において、右辺第一項は標準量で、第二項がそれからの偏差である。

$$ADV.u = \frac{\partial}{\partial x} \rho u u + \frac{\partial}{\partial z} \rho w u \quad (5)$$

$$ADV.w = \frac{\partial}{\partial x} \rho u w + \frac{\partial}{\partial z} \rho w w \quad (6)$$

$$ADV.\theta' = \frac{\partial}{\partial x} \rho u \theta' + \frac{\partial}{\partial z} \rho w \theta' + \rho w \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (7)$$

### 2.2 微物理、拡散係数などのパラメタリゼーション

#### (1) 拡散項について

Lilly(1962) のものを使用した。

$$DIF.u = \frac{\partial}{\partial x} (K_M A) + \frac{\partial}{\partial z} (K_M B) \quad (8)$$

$$DIF.w = \frac{\partial}{\partial x} (K_M B) - \frac{\partial}{\partial z} (K_M A) \quad (9)$$

$$DIF.\theta' = \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial \theta'}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_H \frac{\partial \theta'}{\partial z}) \quad (10)$$

$q_{vs}$	飽和水蒸気の質量比
$q_v$	水蒸気の質量比
$q_c$	雲水の質量比
$q_r$	雨水の質量比
Ar	雲水が autoconversion で雨水に変化する率
Cr	雲水が accretion で雨水に変化する率
Er	雨水の蒸発率
C	雨水のベンチレーション係数
Vr	雨滴の落下速度

Table 1 the names of variables

$$A = \left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

$$B = \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right)$$

$$K_M = k^2 \Delta x \Delta z (A^2 + B^2)^{\frac{1}{2}} \times [\max(1 - \frac{K_H}{K_M} Ri, 0)]^{\frac{1}{2}}$$

$$Ri = \frac{N^2}{A^2 + B^2}$$

$$N^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}$$

ここで Ri はリチャードソン数、N はプラントバイサラ振動数である、なおここでは、カルマン常数  $k$  は 0.25、 $K_H/K_M$  は 3 としている。

#### (2) 雲微物理過程について

Kessler type の Warm rain parameterization を使用している。

$$\frac{dq_v}{dt} = \frac{dq_{vs}}{dt} + Er + dif.q_v$$

$$\frac{dq_c}{dt} = -\frac{dq_{vs}}{dt} - Ar - Cr + dif.q_c$$

$$\frac{dq_r}{dt} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\rho V q_r)}{\partial z} - Er + Ar + Cr + dif.q_r$$

$$q_{vs} = \frac{380}{\bar{P}} \exp(17.27 \frac{\bar{\pi} \theta - 273}{\bar{\pi} \theta - 36})$$

$$Ar = k_1 (q_c - \alpha)$$

$$Cr = k_2 q_c q_r^{0.875}$$

$$Er = \frac{1}{\bar{P}} \frac{(1 - \frac{q_v}{q_{vs}}) C (\bar{\rho} q_r)^{0.525}}{2.034 \times 10^4 + 9.584 \times 10^6 / (\bar{P} q_{vs})}$$

$$C = 1.6 + 30.3922 (\bar{\rho} q_r)^{0.2046}$$

$$Vr = 36.34 (0.001 \bar{\rho} q_r)^{0.1364} (\rho_0 / \bar{\rho})^{1/2}$$

各記号の意味については、Table 1 に示す。また、 $\frac{dq_{vs}}{dt}$  については、飽和過程の時のみ存在する項であるが、実際の計算は、adjustment 操作によっている。

### 2.3 輸送モデルについて

対流雲による物質輸送を調べるための方法として、仮想的な Euler tracer を風および拡散の場に流すことにした。そして、移流項は、水物質等と同じく、2次の移流形式にし、拡散項については前出の熱の拡散係数を使用している。なお、地表面において flux はない、つまり、地表面を介した物質交換は存在しない設定にしている。また tracer 物質について、初期条件として、厚さ 200m の水平な tracer 物質を下から順番に複数の層置くようにしている。(Fig. 3参照)

### 2.4 計算上の問題など

#### (1) 計算スキーム等について

スタガード格子を使用し、境界条件は上下端は rigid wall、左右端は cyclic 条件にしている。モデル領域下端においては、 $u=0$  となるようにしている。

$$u_{j=1} = -u_{j=2}$$

$$w_{j=1+1/2} = 0$$

#### (2) 圧力と密度の計算について

鉛直速度の微分方程式において、一般に気圧傾度力の項と浮力の項がほぼ釣り合っており、そのままでは、計算上の誤差が非常に大きくなってしまいうため、鉛直速度についての式から、密度、温位等の標準量に対し静力学平衡の式

$$\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = -\bar{\rho}g \quad (11)$$

を引いてやり、気圧と浮力の偏差を用いて計算する式にしている。

また、このモデルでは密度偏差を時間発展させており、一方、圧力偏差については状態方程式から求めた式 (13) より診断的に求めている。

$$P' = P - \bar{P} \quad (12)$$

$$= R \frac{c_p}{c_v} P_0^{-\frac{c_p}{c_v}} (\bar{\rho}\theta) \frac{c_p}{c_v} \left\{ \left(1 + \frac{\rho'}{\bar{\rho}}\right) \left(1 + \frac{\theta'}{\bar{\theta}}\right) \right. \\ \left. (1 + 0.61q_v) (1 - q_c - q_r) \right\} \frac{c_p}{c_v} - 1 \quad (13)$$

#### (3) 音波について

音波は、300m/s 以上の速度で伝播するので、数値的に時間積分する際に  $\Delta t$  を非常に小さくとらなければならない。しかし、その小さな  $\Delta t$  で変化する項は少ないので、その部分のみ小さな  $\Delta \tau$  で計算し、それ以外の項は大きめの  $\Delta t$  で計算するという方法 (time split 法) を用いる。

大きめの  $\Delta t$  で計算するのは、拡散および移流項と、温位についての時間積分である。気圧傾度力、浮力等は、小さな  $\Delta \tau$  で計算する。今回、 $\Delta t$  は、0.1875s

で、 $\Delta \tau$  は、 $\Delta t$  の 7 分の 1 としている。これにより、 $\Delta x = 40m$ 、 $\Delta z \approx 50m$  の CFL 条件を満たさせている。

#### (4) surface flux について

今回使用したモデルでは、接地層のパラメトリゼーションは特別な扱いをしていない。詳しく言うと、より上方の拡散項の計算とはほぼ同じ方法で、地表面からの flux を発生させている。これを擬似的にバルク係数で表すと、バルク係数の計算式は、

$$C_{dh} = \frac{K_h}{K_m} k^2 \Delta x \frac{\sqrt{\frac{\partial w^2}{\partial z^2} + \frac{\partial u^2}{\partial z^2} + N^2}}{|u|} \quad (14)$$

ということになり、一般的に使われている式とだいぶ異なっている。おそらく、これにより flux が過小評価されると思われる。ただし、熱 flux については、後に説明するが、地表面温度を linear に増加させる形で与えており、ある程度の積分時間が経過した後は、地表面温度と気層最下層の温度差が増加することにより  $C_{dh}$  が大きくなると考えられる。よって flux のオーダーという点では、地表面温度との直接的な対応に目をつむれば、問題は小さくなることが期待できる。

#### (5) 数値拡散等について

一つめには、2-grid wave を damping させるため、x 方向について 4 次の数値拡散を行なっている。

$$-K_D \frac{\partial^4 f}{\partial x^4}$$

ここで、 $\frac{1}{\Delta x^2} K_D = 0.0005$  としている。なお  $f$  は、具体的には  $\rho u, \rho w, \theta'$  等をさす。

もう一つ、同じくリーブフログスキームに起因する 2-grid wave の damping のため、Asselin の time filter を用いている。

$$f_{n+k} = f_{n=k}^* + \nu \{ f_{n=k+1}^* - 2f_{n=k}^* + f_{n=k-1}^* \}$$

また、モデルの領域の上部の約 3 km は、スポンジレイヤーとしている。その damping の方法は、スポンジレイヤーの厚さを  $H_r$ 、モデルの領域の高さを  $H$  として、

$$-\frac{1}{m_{rv}} \left( 1 + \cos \left( \frac{\pi(H-z)}{H_r} \right) \right) (f(x, z) - f_b(z))$$

ここで、 $f_b(z)$  は、標準量とでもいうべきものであるが、 $u, w$  については 0、 $\theta'$  については初期値を代入している。また、 $m_{rv}$  は 200 としている。

## 3. 行った数値実験と、その結果について

この章では、本研究における、数値実験の行い方、およびその結果について述べる。なお、技術的側面

については主に前章に述べているので参照していただきたい。

### 3.1 行った数値実験について

今回、数値実験を行うにあたり、初期場としては、水平一様とし、その温位等の鉛直分布は、ECMWF 客観解析データの 120E,0N の 1994 年 1 月の月平均値を少し修正して与えている。それを、Fig. 1 に示す。図中において、 $\theta_0$  は仮温位、 $\theta_e$  は相当温位、 $\theta_s^*$  は飽和相当温位である。

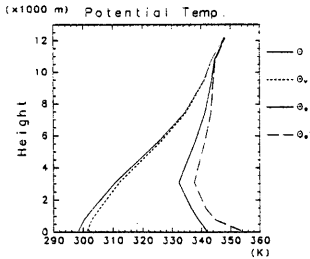


Fig. 1 Initial conditions of numerical experiments

ちなみに、左右境界条件は cyclic であり、今回は一般風は吹かせていない。もちろん一般風のシアも存在しないわけで、本研究の研究対象として、自由対流による輸送について限定して調べている。

さらに、対流混合層を発達させ、雲を発生させる条件を整えるため、本研究では、地表面温度が時間が経つに連れ一定の割合で増加するようにしている。ただし、この温度は、パラメタリゼーションの都合から、気層最下層の温度とは大きめのずれが生じている。また、初期条件として、モデル領域内で風が全く存在しないと、地表面 flux は地表面付近の風に比例するように設定しているため、恒等的に0になってしまう問題が生じる。この問題を防ぐため、初期条件として、気層最下層に温位の微小擾乱を与え、その密度差から弱い風が生じるようにしている。これらの条件は、比較的雲が発生しやすい条件である。

以上の条件のもとでいくつかのケースを仮定して数値実験を行った。そのケースは以下の通りである。

- case 1: 地表面温度の上昇率 2.5K/h (気層最下層の初期擾乱を変えて 3 種類)
- case 2: 上と同じく上昇率 2.5K/h で、凝結過程を除いたもの。dry-convection 1 種類
- case 3: 温度の上昇率 1.25K/h (気層最下層の初期擾乱を変えて 2 種類)

初期擾乱を変えて複数の計算をさせているのは、モデルの水平ドメインが小さめであること、および現象自体の性質から、数値実験の結果についてある程度変動があることが予想されるので、それに対するせめてもの対策である。本来はアンサンブル実験を行い、もっと多くの例について計算しなければならない。

なお、モデルの計算結果の output は、風の場合 (u,w)、subgrid の拡散係数、温位、密度偏差、水蒸気、雲水、雨水、tracer 物質の分布等については約 5 分ごとにファイルに記録した。あと、heat flux、および凝結と蒸発に伴う潜熱の放出と吸収について、一定時間ごとに水平および時間平均操作を行いファイルに記録して、調べられるようにしている。

また、今回、数値計算結果として示す 2 次元図 (Fig. 8 など参照) は、矢印が風の向きおよび強さを、あと線の囲みおよびトーンはそれぞれ雲水および雨水の存在する領域を表している。矢印の間隔は実際の model の grid 間隔に対して、鉛直向きに 2 倍、水平向きに 3 倍である。また、仮想的な euler tracer の分布図 (Fig. 9 など) では、初期に様々な層に初期分布させていた物質のうち、初期に Fig. 3 に示されるような高さに分布した 2 種類の tracer 物質について、トーンの濃淡によって tracer 物質の濃度の分布を示している。

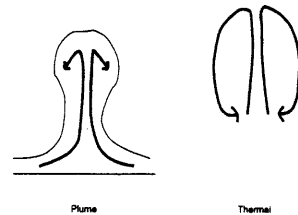


Fig. 2 Images of thermal and plume

### 3.2 対流雲とそれによる物質輸送についての現象

ここでは、数値実験で得られた対流現象について現象論的にはあるが、簡単に見ていく。なお、ここで見ていくのは、主に case 1 についてである。

まず、はじめは、乾燥対流と同じように大気混合層が発達していく (Fig. 4)。そして、いずれブリュームのトップが LCL に到達するようになり、雲ができる (Fig. 5 で黒い線で囲まれているのが雲の存在する領域)。なお、今回の初期場を与えた計算の場合、LCL

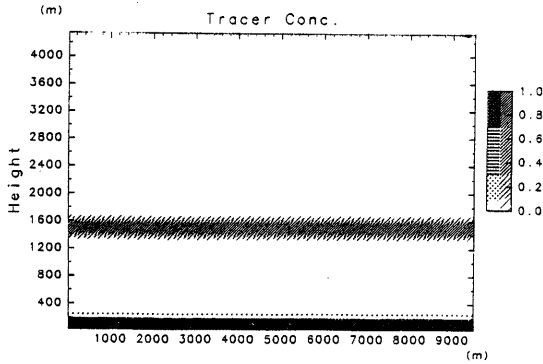


Fig. 3 Initial tracer distribution of numerical experiments

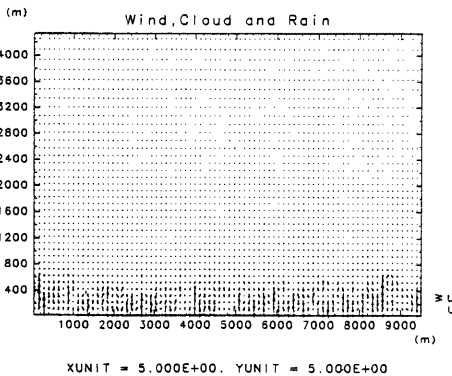


Fig. 4 In case 1 (assuming that the heating rate of bottom is 2.5K/h), the result of the model after 50 mins. The vectors show winds; the enclosed area shows cloud, and the polka dots show rain.

に達した後にすぐLFCに到達するようで、この段階では雲はまだ摩擦等によりあまり上昇はしないものの、下方に押し戻されることもない。しかし、気塊の温度が上がるに連れ、周りの大気との摩擦や、エントレインメントの影響等に負けずに上昇していくようになる。ところで、上昇気塊の運動は、このあたりから、プリュームから、サーマル的 (Fig. 2 参照) に変化する。

この後、高くまで発達する雲が散発的に発生するのだが、それには幾らか条件があるように思われる。例えば上記の場合 (Fig. 6  $x=2200-3000\text{m}$  位に存在する消えかけの雲など) のように、境界層内から起こる単一のプリュームを起源とする対流雲というのは発達するのに限度がある。となると、もうすこし上昇流を強化する 'なにか' が必要である。それとして

私が今回の数値実験の結果から考えているのは、一つは Fig. 7 および Fig. 8 の  $x=7300\text{m}$  位の場所で見られるように、複数のプリュームの合流 (早くLFCに達した気塊の上昇は遅い一方、そのあとから来る気塊はすばやく上昇してきている。)、もう一つは上昇後の passive clouds への合流等である。結局、高く上昇する雲は、複数の境界層内プリューム起源のの大気を持っているのであろうと私は考えている。

次に、この対流雲が上昇していく過程において、エントレインメントが力学的だけではなく、物質輸送的にも影響をおよぼしていることを示す。この物質のエントレインメントの起こる仕組みは、一般に言われているようにサーマル内の大気の流れに引きずられて起こっている、と言うことが数値実験の結果から示唆された (Fig. 8, 9, 10 の  $x=7500\text{m}$  位、およ

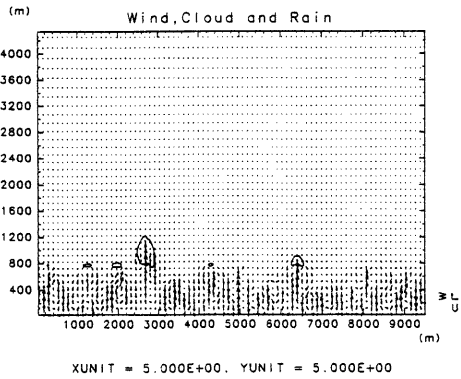


Fig. 5 The same as Fig. 4 except for 60mins.

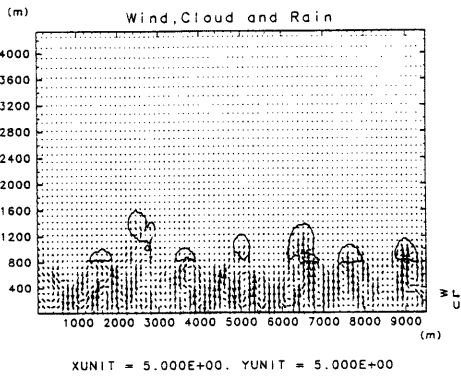


Fig. 6 The same as Fig. 4 except for 70mins.

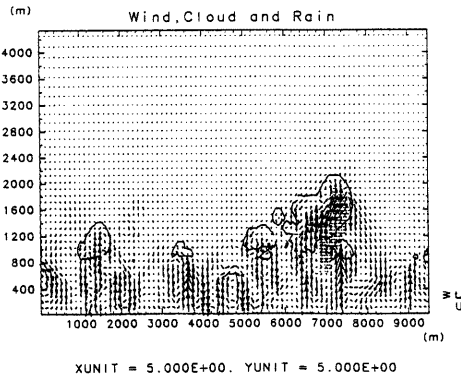


Fig. 7 The same as Fig. 4 except for 85mins.

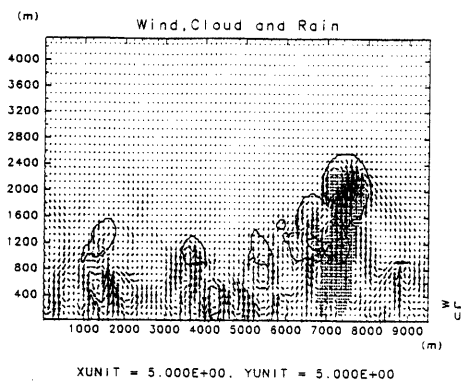


Fig. 8 The same as Fig. 4 except for 90mins.

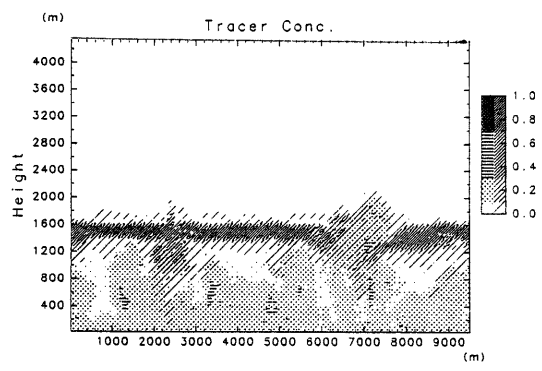


Fig. 9 Tracer distribution after 85 min with case 1, assuming the initial distribution in Fig 3

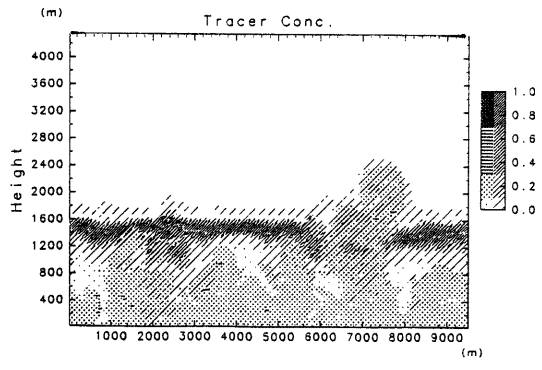


Fig. 10 The same as Fig. 9 except for 90mins.



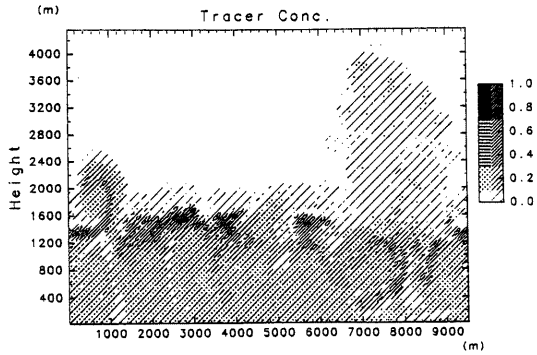


Fig. 11 The same as Fig. 9 except for 115mins.

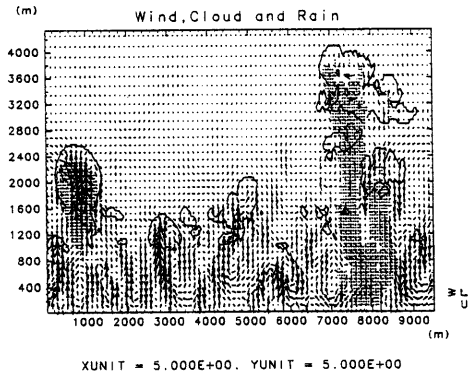


Fig. 12 The same as Fig. 4 except for 115mins.

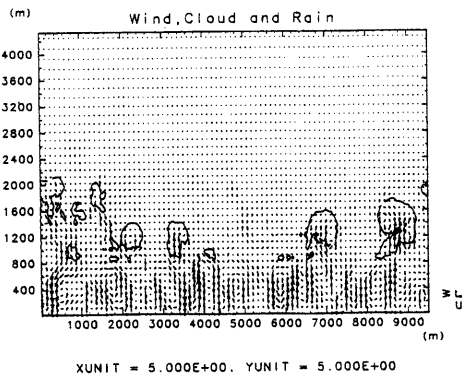


Fig. 13 The same as Fig. 4 except for case 3, 1.25K/h and 135mins.

びFig. 2参照)。また、エントレイメントによる希釈はあるものの、上昇するサーマル中では、下層の大気がより多く含まれやすいことがFig. 10によりわかる。

一方、比較的背の高い雲が立つとそれに伴う降水のため、雲の下に強い下降流が発生する。その影響で、雲の下部に位置する大気は他に比べてより強く下降する(Fig. 12, およびFig. 11の右三分の1位)。また境界層内では、その強い下降流等のためブリュームの発生が抑制される。よって、Euler-tracer物質の分布(Fig. 11)を見ればわかるように、雲が上昇するルートにある自由大気は、そのちょっとした場所の違いで上下全く違う方向に輸送されることになる。

以上の結果は、おおむね典型的な対流雲の挙動と考えると良いであろう。

なお、水の相変化の過程がないdryなモデルでは、当然のことながら雲は立たず、ブリューム状の大気の流れが続き、上昇気流が到達する高度は、雲の存在する場合と比べてかなり低い。(図は割愛)

また、加熱を弱くした場合については(Fig. 13)、計算事例が少なく絶対とは言いきれないが、小さな対流雲が数多く立つ傾向がみられた。これは、ある領域内で起こる境界層内のブリュームの絶対数が少ないことと関係があると思われる。これについてはあえて強調しておく。それ以外についてはそれほど大きな変化はみられなかった。

### 3.3 水平平均量(fluxなど)について

前のセクションで述べた現象について今度は、水平平均量について見ていくことで前のセクションよりはかはりか定量的に議論をしてみたい。なお、このセクションで使われている図は、現象の変動性による影響を小さくするため、fluxについてはcase 1と2については15分間平均を行い、case 3では30分間平均を行っている。さらに、case 1については、アンサンブル平均とは厳密には言えないが初期擾乱を変化させて計算させた3例について平均操作を行っている。また、flux等の図(Fig. 14等)について、普通の線は移流的なものを示し、heating rateの図における○のついている線は潜熱の放出および吸収に依るものを持っている。地表面付近を除いてはsubgrid-scaleの現象によるfluxは非常に小さく、それについては表していない。

まず、dry convectionにおけるflux等(Fig. 15)から、一般的な乾燥的な大気混合層について、どんなプロファイルが見えるかについての一般論について述べる。まずは、温位の水平平均の図である。逆転層が明瞭に見え、逆転層に対応して、heat fluxは負の

値を取っている。これは、混合層より上の暖かい大気が下方に輸送される一方で、下方から冷たい空気が上方にovershootingによって輸送されていることから生じている。そして、Euler tracer物質の輸送については、はじめは下方の物質は上方に輸送され、上方の物質は下方に輸送されるしかし、時間が経つと連れ、対流による混合が進み、どこも濃度がほぼ一樣になるので、ある程度の時間が経つと、混合層が厚くなっていくことに伴う小さな上向きのfluxしか存在しなくなる。この結果は、概ねEbert et al.(1989)で大気混合層における混合過程について調べられたものと一致している。

次に、対流雲が立つcase 1について(Fig. 14)考察してみる。まずは、温位の変化についての図を見ると、雲が立つことにより、逆転層がわかりにくくなっていることが観察できる。しかし、heat fluxを見れば、この状態でも上部からの大気の流入により逆転層に似たものが存在していることがわかる。なお、dry convectionのheat fluxと比べてみると、雲が発生した後は、負のfluxの領域がより低くなっている。おそらく対流雲による補償流、雨の蒸発による下降流等により、上部の温位の高い大気がより低い所まで流入している(heat fluxを減少させる)ことと、上部での上昇流域における潜熱の放出(これはheat fluxを増加させる向きに働く)が、このheat flux分布を変化させ、また温位の図から逆転層を確認しづらくしているのであろう。

また、その一方で、雲における潜熱の解放に起因する上向きのheat fluxが逆転層の上に存在している。これが主に潜熱の放出の影響を受けていることは、次のheating rateの図から容易に想像でき、さらに大気の加熱については、境界層内部を除けば、主に潜熱放出に依っていることが一目瞭然である。

次に、tracer物質の鉛直輸送のfluxについて考える。図よりわかるのは、第一に境界層内、およびその付近の物質は主にいったん下方に輸送された後に上昇して雲に乗って上方に輸送されていくことである。(第2層および5層の図参照)第5層は、だいたいの雲が立ち始める時間に混合層トップにあるのだが、プロファイルから、下方に輸送された後、下層の物質と近い形で上方に輸送されていることを示唆するようなfluxの鉛直分布を示している。

一方、第8層のように成長した対流雲が上方に移動していくルート上に分布するtracer物質は、エントレイメントによる上方への輸送が少量ある一方で、多くは対流雲による補償流と、雨の蒸発による下降流のために下方へ輸送されてしまう。

なお、気温変化が小さいcase 3の場合(Fig. 16)、強

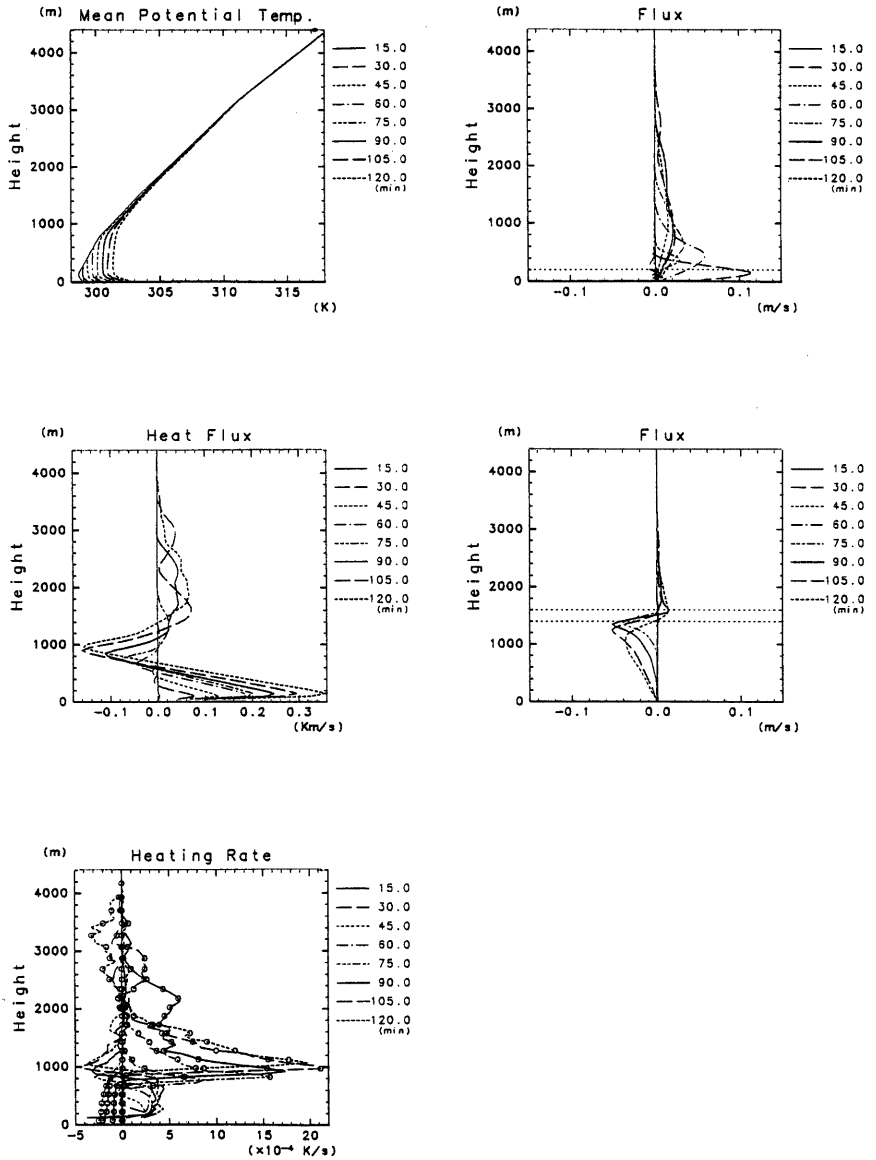


Fig. 14 In case 1 (assuming that the heating rate of bottom is 2.5K/h), vertical profiles of horizontal mean of  $\theta$ , heat flux, heating rate, and tracer flux.

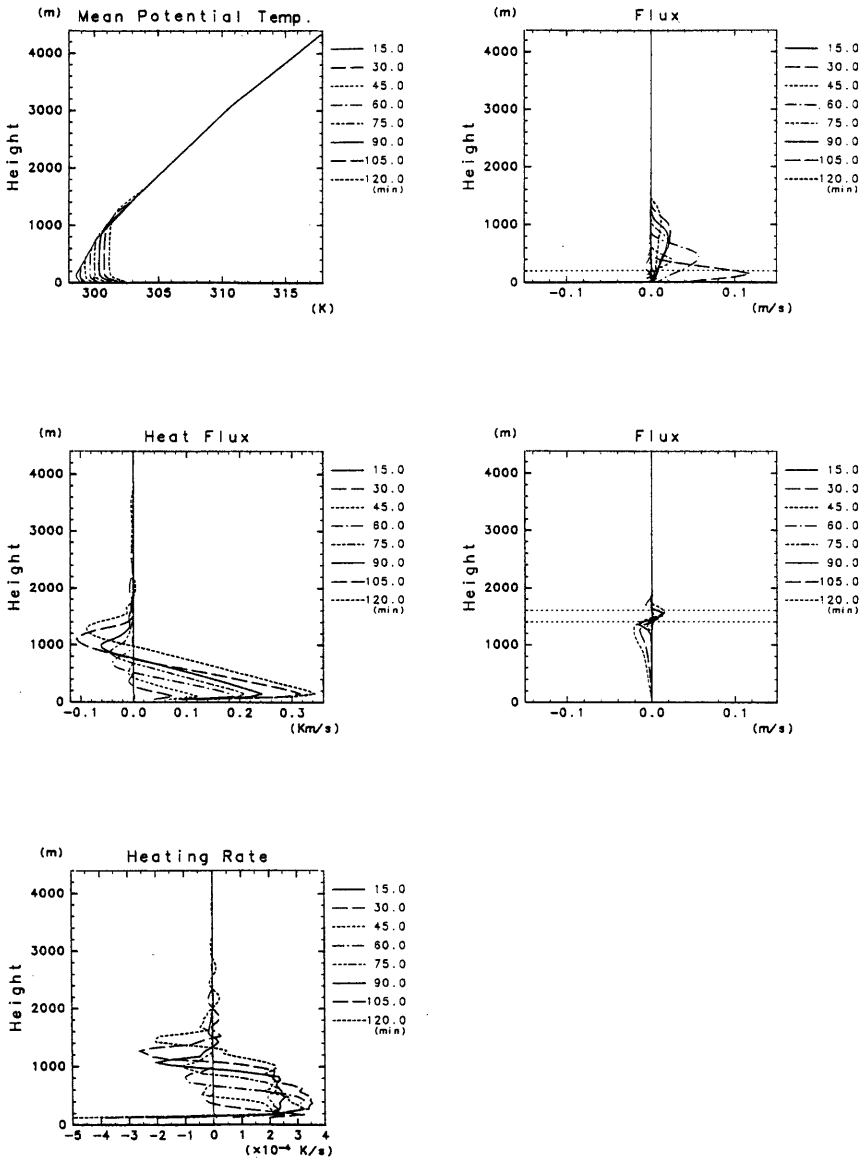


Fig. 15 The same as Fig. 14 except for case 2.

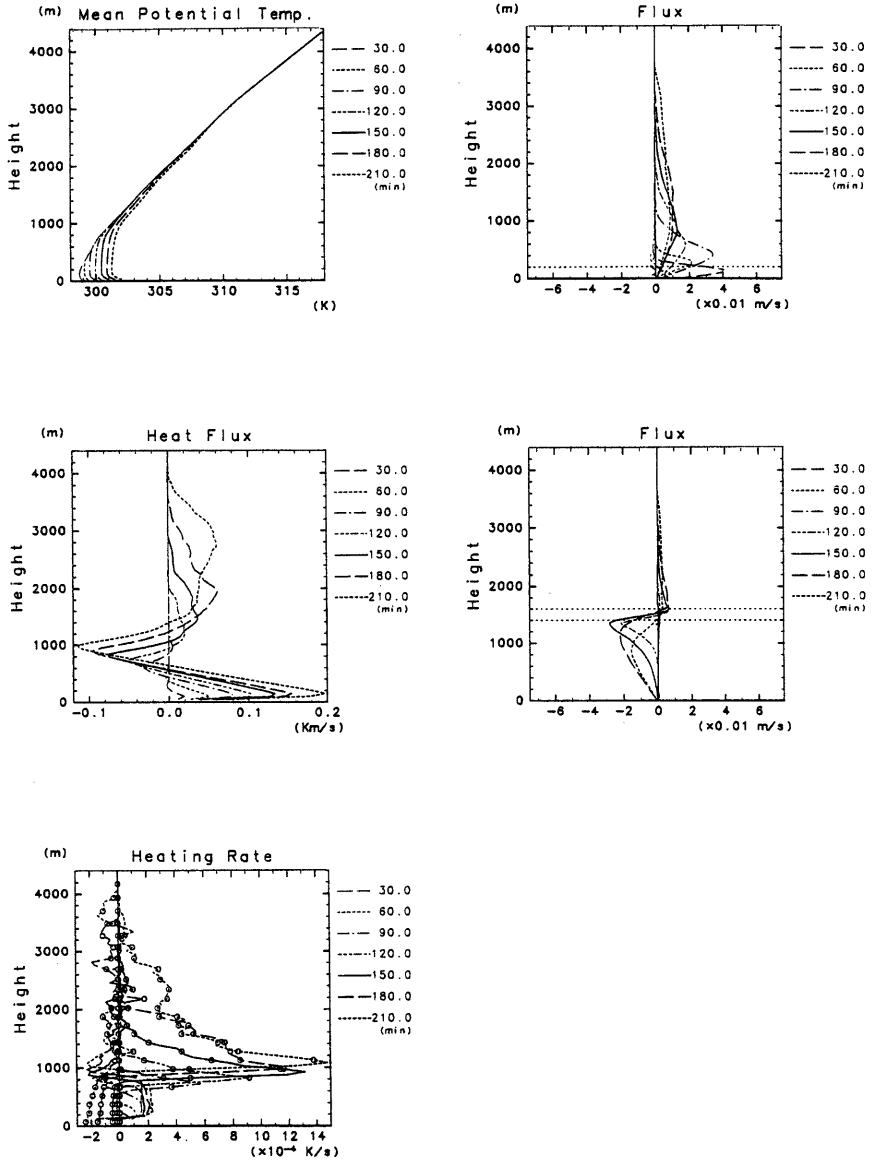


Fig. 16 The same as Fig. 14 except for case 3 and 1.25K/h.

い積雲が立たない一方で小さめの雲が多く立つという現象と関連があると思われるのだが、同じ地表面温度変化あたりについての現象を見てみると、case 1に比べ加熱が弱いわりには上方にある部分についてはより下方に輸送されやすく、逆に、下方にある物質は上層に輸送されやすい、つまり、より混合されやすい傾向が見られる。さらに、そのため、一旦下方に輸送されてから上昇流に巻き込まれ上方に輸送されるtracer物質もより多い事が推察される。

最後に、結果としてのEuler tracer物質の水平平均分布をFig. 17に示す。第1層の図(上図左右)のみを見ると、かなり拡散的に輸送されているように見える。しかしながら、第8層の図(下図左右)を見ると、物質の重心が下方に移動してしまい、上下について非対称な形をしている。実は、今回の数値実験における、境界層トップ+アルファの厚さ(だいたい1600m,境界層トップは1000m未満)の現象に関しては、その上部を無視してしまえば、乾燥した大気混合層における混合過程について起こる現象に、上部にあるものが下降するという点において、定性的には近い。しかし、その現象が起こっている厚さは乾燥の場合より厚く、またその上に向けて対流雲によるventing効果が働いているという違いがある。

さらに、今回の結果で以下のことが最も重要であるが、どの結果についても第1層、および第8層の鉛直分布図を比べてみると、2000mを超える部分について、第1層から輸送されている量が第8層から輸送されてくる量より多い傾向が見受けられるのである。そして、その差は、数は少なめだが大きめの対流雲が立ったcase 1において大きく(経過時間120分において第1層の物質の約10%が高度2000mより上に輸送されたのに対し、第8層は約6%)小さい対流雲が多く立ったcase 2については小さい(210分経過時で同様に第1層で約10%、第8層は約8%)。

どちらにしても、鉛直1次元の拡散係数を用いた理論では表現が不可能な現象であり、より大きなスケールの物質輸送モデル等における鉛直輸送の表現には大きな注意が必要であろうということがわかる。

なお、計算終了時において、case 1(120min)においては全体の1%程度が下部100mに、case 3(210min)においては全体の1割弱が下部100mに存在し、その傾向の違いをはっきり見ることができた。これと前の結果とを照らし合わせると、case 3における200m以上に存在する第8層の物質は、いったん下方に降りてきた後に対流によって上方に輸送されているのではないかと推察される。

#### 4. 問題点およびまとめ

実験上の問題点は多い。まず、初期場等の条件はある程度現実に即していると思うが、まだまだ仮想的で、あまり一般的な条件ではないことである。本研究で行った数値実験では、海上の熱帯大気の初期場に対して、地上のような温度上昇を与えるという形をとっている。実際には、海に近い島の上といった状況、もしくは熱帯雨林上といった条件に近いと思われる。

また、2次元モデルであるため、流れの渦の場が制限を受けた特別な流れをしていることがありうる。これについてはどうしようもなく、この意味で、現実大気との対応は不完全と言わざるを得ない。よって、定量的評価はある程度割り引いて考えなければならないだろう。だからといって3次元モデルでこの結果と全く違うシステムの対流が起こっているとは考えにくいわけで、2次元現象と3次元現象との間でメカニズムはある程度の共通性を持っていると思われる。しかし、定量的により正しく確認するには3次元モデルを用いることが不可欠である。

次の問題は、モデル自体の技術的問題である。まだまだモデルとしては完成度が高くなく、surface-flux、subgrid-eddy-flux、移流項等は大きく進化させる余地がある。特に移流項は2次の差分形式であるため、Euler-tracer実験では、負の物質量の領域が顕発していた。時間的都合からできなかったが、4次の差分にするなり、semi-Lagrangeなりのスキームを用いれば、より正確な分布を得られるであろう。ただ、今回の数値実験ではgrid間隔をもともと小さく設定しているので、warm rain modelの計算上では、over shootingの起こっている領域の中の一部以外は大きな異常は起きていないであろうと思う。なお、LES的な数値実験を行ったので、subgrid-scaleの影響の問題は他の問題に比べれば、かなり小さいと思われる。

そして最後の問題は、解析手法の問題である。自分の解析を行う前に、かなりの文献にあたったのだが、この分野に関する研究はまだ少なく、解析手法も確立しているとは言いがたい状況である。その中で、工夫して解析を行ったものの、対象が乱流的な複雑さを含む現象であることもあり、どちらかというと定性的な議論に止まっているくらいがある。今回の数値実験では、細かい構造ではパターン認識の点で興味深いものもあり、それについてもう少し解析を加えたかったのだが、あまり解析がうまくいかず、現象論的な話を並べる形で終わっている。

とはいえ、対流における鉛直方向の物質輸送につ

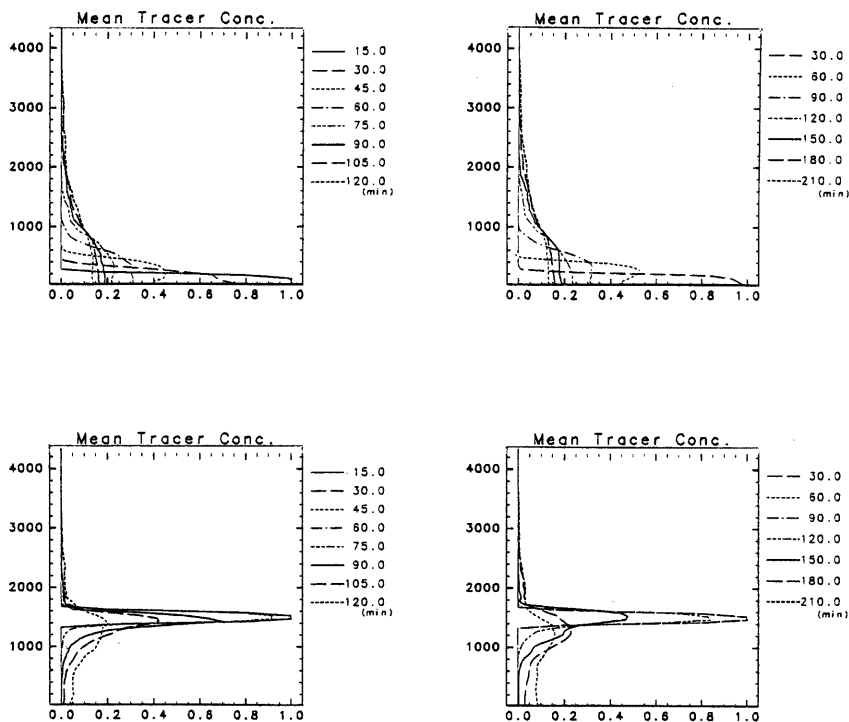


Fig. 17 Vertical profiles of horizontal mean of tracers. Left side shows case 1, Right side does case 3.

いて、それほど単純な拡散的な機構が働いているわけではなく、場合によっては、対流によって下方に輸送される物質もあるような、非対照的な構造をもつ可能性が示された。そして、その現象は、水平平均の構造で見ると、混合層的な循環に定性的には少し似ているが、その力学的メカニズムは混合層とはだいぶ違うであろうということも示すことができた。

なお、対流雲による物質輸送について、拡散で表すのは不可能であると書いたが、これは、短時間の変化だけを追っている場合の話である。ここで、境界層内の乾燥対流における混合過程について Ebert et al.(1989) では、乾燥対流の時間スケールの4倍程度の時間が経過すると混合層内で物質の分布はほぼ一様になると述べている。おそらく、対流雲による

輸送の場合でも、それと定性的には同じように、雲が複数立つ様な状態が長時間経過すればより拡散に近い tracer の分布を持つであろうと考えられる。実際、case 3 においてはより拡散的に輸送される傾向が見られる。ただ、その分布がほぼ一様になる時間スケールがどの程度のものになるかは、今回の数値実験では求めることはできなかった。しかしそのスケールは、大気混合層のそれに比べてかなり長く、最低でも数時間のものになるのではなかろうか。

また、対流雲による物質輸送を考える場合、境界層より上にある物質がもし高くに輸送されていても、一旦、地表面近くまで輸送されている可能性があると言うことは、地球上の微量気体等の物質循環を考える上で、これから考えなければならない非常

に重要な要素になるとおもわれる。例えば、はじめに'の中で言及した Andreae et al.(1988) が述べ haze layer(高度 2-5km に存在した)など、他から移流されてきた境界層より上にある微量気体などのその後の挙動を考える場合、その物質が直接上層に輸送されるのと、再び地表面近くに輸送されてから輸送されるのでは、地表面に微量物質が deposit されてしまう量の見積もりが変わってきてしまうのである。ただし、現実の物質について議論を行うには、他にも化学変化過程や wet deposition 等を考慮しなければならないので、その複雑な過程に対して対応していくためには 3 次元化も含めてより高度なモデルやデータが必要となるであろう。

これから、こういった、対流雲による物質の輸送過程について、より深く研究を進めなければならない。

#### 謝辞

本研究の数値実験の初期値を決めるうえでは ECMWF 客観解析データを、作図においては地球流体電脳ライブラリーを使用致しました。また、数値計算については、東大気候システム研究センターとの共同研究に基づき、京都大学大型計算機センターの vx および vpp500 を使用致しました。これら両センターに感謝致します。

#### 参考文献

浅井富雄(1983):大気対流の科学-大気運動の素過程を探る-、東京堂出版  
 木村龍治(1983):地球流体力学入門、東京堂出版  
 猪川元典、斉藤和雄(1991):気象研究所技術報告, 28  
 斉藤和雄、加藤輝之(1996):気象研究所非静水圧ネスティングモデルの改良について、天気, 43, 369-382  
 Andreae, M.O. et al.(1988):Biomass-Burning Emissions and Associated Haze Layers over Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 93, No.D2, 1509-1527.  
 Clark, T.(1977):A Small-scale dynamic model using terrain following coordinate transformation. *J. Comp. Phys.*, 24, 186-215.  
 Ebert, E.E., Schumann, U. and Stull, R.B.(1989): Non-local Turbulent Mixing in the Convective Boundary Layer Evaluated from Large-Eddy Simulation. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2178-2207.  
 Flossmann, A.I. and Wobrock, W.(1996): Venting of Gases by convective clouds. *J. Geophys. Res.*, 101, No.D13, 18639-18649.  
 Garstang, M. et al.(1988):Trace Gas Exchanges and Convective Transports Over the Amazonian Rain Forest. /JGR93, No.D2, 1528-1550.

Klemp and Wilhelmson(1978):The Simulation of Three-Dimensional Convective Storm Dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.  
 Kong Fanyou and Qin Yu(1993):The Vertical Transport of Air Pollutants by Convective Clouds. Part I-Non-Reactive Cloud Transport Model.  
 Martin, G. et al(1997):Effects of airmass type on the interaction between warm stratocumulus and underlying cumulus clouds in the marine boundary-layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 849-882.  
 Niewiadomski, M. (1986): A Passive Pollutant in a Three-dimensional Field of Convective Clouds: Numerical Simulations. *Atmos. Env.*, 20 No.1, 139-145.  
 Scala, J.R. et al(1990):Cloud Draft Structure and Gas Transport. *J. Geophys. Res.*, 95, NoD10, 1015-17030.  
 Sommeria, G.(1976):Three-dimensional simulation of turbulent processes in an undisturbed trade wind boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 33, 216-241.  
 Stith, J. and Scala, J. et al(1996):Combined Use of Three Techniques for Studying Transport and Dispersion in Cumuli. *J. Appl. Meteor.*, 35, 1387-1401.  
 Stull, R.B.(1985):A Fair-Weather Cumulus Cloud Classification Scheme for Mixed-Layer Studies. *Journal of Clim. and appl. met.*, 24, 49-56.  
 T.Satomura(1989):Notes and Correspondence, Compressible Flow Simulations on Numerically Generated Grids. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 473-482.  
 Wyant, M.C. and Bretherton C.S. et al(1997): Numerical Simulations and a Conceptual Model of the Stratocumulus to Trade Cumulus transition. *J. Atmos. Sci.*, 54, 168-192.



## A study on vertical transports of inert substances in the atmosphere

Hideji KIDA and Mitsuhiro TODA  
Graduate school of Science, Kyoto University

### Synopsis

The distributions of  $O_3$  and  $SO_2$  is very important for the climate of the earth. However we have little known the mechanism of the formation of distribution.

In this work, the role of lower cumulus convection in mixing processes between atmospheric boundary layer and the upper layer above it is studied. To investigate such a vertical transport, 2-D warm rain numerical model with high resolution grid is used to simulate the fine structures of plume in atmospheric boundary layer and convective cloud. The tracer experiments by introducing inert substances is performed, so it is found that the process of vertical transports is quite unlike turbulence diffusion mechanism.

**Keywords:** vertical transport, minor constituents, cumulus clouds, numerical simulation