

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 3次元LESモデルによる検討

Numerical Experiment on Convective Clouds Considering the Effect of Air-Soil Interactions
With Large Eddy Simulation

神田 学*・日野 幹雄**

By Manabu KANDA and Mikio HINO

A new numerical model of three dimensional hydro-meteorological process has been developed for investigating the initiation and development of convective clouds considering the effect of air-soil interactions. This model consists of three parts, that is, atmosphere, constant flux layer and soil. For the subgrid turbulence process, 'Large Eddy simulation (LES)' model is adopted with a time-dependent turbulence energy equation. Soil temperature distribution is determined time-dependently and locally to satisfy both energy and moisture balances. Microphysical processes of cloud and rain generation are described by the Kessler parameterization. The results show that the initiation of convection is effected strongly by the soil moisture distribution and the air-soil interaction intensify the development of convective clouds.

Key Words: convective clouds, soil moisture, air-soil interaction, LES, heat-island

1 はじめに

近年、大都市圏に於て対流性の集中豪雨が増えていると言われている（例えば玉嶋・灘岡¹⁾）。地形性降雨は通常の地形・気象情報によってある程度雨域を予想し得るのに対し、これらの都市型対流性降雨はその発生・発達および雨域の予測等がきわめて困難である。その原因として対流性降雨の成因に接地境界層内の熱的不安定性が大きく関与していることが予想されよう。したがって、まず土壌-接地境界層との相互作用を考慮した上で、都市型積雲対流の発生・発達過程を調べるということが重要であると考えられる。

ところで、既存の積（乱）雲対流に関する数値実験の多くは、シアアの強さ、大気安定度等の大気側の環境パラメータが積（乱）雲形成過程にどう影響を及ぼすかという点に主眼がある¹⁾。そのため初期段階では地表近傍に強制的な擾乱を与えるなどして計算を行うが、そのあとでは地表面の影響はほとんど問題とされていない。しかしながら、Balaji and Clark²⁾は地表面からの顕熱フラックスを考慮すると積乱雲形成のメカニズムが従来のものと全く異なることを指摘している。また、Yonetani³⁾はH I（ヒートアイランド）型の地表温度分布を既知として与えた場合の数値計算を行い、H Iが積雲形成の引金となる可能性を示唆している。このことは積雲対流の発生・発達に地表面条件が少なからず関与していることを想像させる。

以上の点にもとずき、本論文では大気-接地境界層-土壌を結合させた水文気象プログラムを提案し、こ

* 学生会員 工修 東京工業大学博士課程 工学部土木工学科

** 正会員 工博 東京工業大学教授 工学部土木工学科

(〒152 東京都目黒区大岡山2-12-1)

れにより接地境界層や土壌の物理過程を取り入れた対流性降雨の数値実験を行い、土壌系の情報および大気とのインターアクションが対流雲形成に与える影響を議論する。

2 モデルの説明 (基礎方程式)

本モデルで対象とする空間スケールは都市スケール程度 (数km-数十km)、時間スケールは数分から数時間程度である (解像度は1 km、数十秒程度)。本モデルは特に以下の4点に留意した。

- 1) 熱・水蒸気 (雲・雨)・運動量 (風の場合) を同時に解く (予測する)。
- 2) 大気乱流場のモデル化を行う。
- 3) 大気-接地境界層-土壌の相互作用を考慮⁴⁾し、また地表面で熱収支・水収支が同時に満足される。
- 4) 雨滴・雲粒・水蒸気のグリッドスケールの相互作用を考慮する。

2-1 大気系

(a) 風速場 式(1-abc)は3次元の運動方程式をあらわす。式(1-abc)と連続式より圧力に関するPoisson方程式 (式(2)) が得られる。ただし、圧力は温位場との整合性を考え無次元化されたエクスター関数として表している。質量の保存は右辺の最終項 (MAC法におけるいわゆる修正項) によって満たされる。

(b) 乱流モデル 乱流モデルにはLarge Eddy Simulationを用いる。LESは3次元乱流の局所等方性理論にもとづいている。大気乱流場の構造についてはまだ不明な点が多く、LESを大気乱流に適用できる理論的保証は今のところ少ない。LESを用いる理由は以下の点からである。

- 1) LESは実用上の大気乱流モデルとしては、直接シミュレーションに最も近い。このことはk-εモデル等と比較した場合、パラメータ決定における不確定性・任意性を排除できるという長所を持つ。
- 2) LESの未定パラメータについては幸いなことに、すでに数人の研究者によってレーダー観測などと照らし合わせて検討がなされており⁵⁾ 実現象の再現にある程度成功している⁵⁾⁶⁾。

3) 図-1に大気乱流のスペクトルを示す。本モデルの解像度は空間1 km、時間数十秒程度であるが、この領域の乱流スペクトルは3次元等方性乱流のスペクトル乗数である「-5/3乗」となる (ちなみに2次元乱流では-3乗になる)。従って疑似3次元等方性領域と言える。なお通常のスマグリンスキーモデルでは熱的な影響が加味されていないが、対流セル内では熱による乱流エネルギー生成が重要であると考えられるので、乱流エネルギーの予報式を一本付加することにする。(3)式が運動量拡散係数、(4)式が乱流エネルギーの収支式を表す。

(c) 熱・水蒸気場 水蒸気・雲粒・雨粒の相互作用過程についてはKlemp and Wilhelmson⁵⁾と同様にKesslerタイプのパラメータ化を行う。すると、温位・水蒸気・雲粒・雨粒についての方程式は式(5)(6)(7)(8)ようになる。Er, Ar, Crはそれぞれ雨粒の蒸発による水蒸気生成速度、雲粒の衝突・併合による雨粒生成速度、雨粒の雲粒捕集併合による雨粒成長速度を表す。

2-2 土壌部の基礎方程式 土壌内の水分移動と熱移動に関してはPhilips and De.Vreise⁸⁾に従い式(9)(10)を、拡散係数等は式(11-abcd)を用いる。式(9)(8)では水蒸気移動・液状水移動が別々に考慮され、拡散係数を通じて、熱と水分の移動が統一的に表現されている。表面における比湿は化学ポテンシャルの平衡を仮定している。土壌物理特性はここではVan Genuchtenの式を用いた。

2-3 接地境界層 土壌表面における熱・水蒸気フラックスは、大気下端の温位・比湿、土壌上端の熱・水分の両方のノイマン境界条件として接地境界層で接続されなければならない。そこで地表面熱収支式(12)式にもとずき熱収支・水収支が同時に満足されるよう地表面温度を陰的に決定する。その際、境界層内の物理量の鉛直分布はMonin-Obukhov相似則式(13-abcd)に従うものとした。

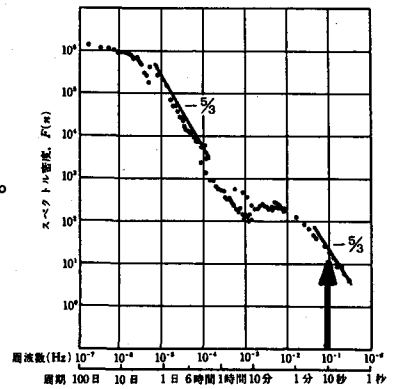


図-1 大気乱流のパワー
スペクトル (石崎⁷⁾より)

・大気（運動量）

$$\frac{Du}{Dt} = -C_p \theta_M \frac{\partial \pi}{\partial x} + \Omega v + Du_1 \quad (1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -C_p \theta_M \frac{\partial \pi}{\partial y} - \Omega u + Du_1 \quad (1b)$$

$$\frac{Dw}{Dt} = -C_p \theta_M \frac{\partial \pi}{\partial z} + g \left[\frac{\theta}{\theta_0} + 0.61 (q_v - \bar{q}_v) - q_c - q_r \right] + Dw \quad (1c)$$

$$C_p \left[\rho_0 \Delta (\theta_M \pi) + \frac{\partial \pi}{\partial z} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \right] = \frac{\partial \rho_0 Q_i}{\partial x_i} - \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \rho_0 u_i}{\partial x_i} \right) \quad (2)$$

$$K_m = C_m L E^{1/2} \quad (3a) \quad L = (dx dy dz)^{1/3} \quad (3b)$$

ここで(1)～(3)中の記号は以下のようなものである。

$$Du_i = \frac{\partial R_{ij}}{\partial x_j} \quad R_{ij} = K_m \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} \delta_{ij} E$$

$$Q_i = -u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + Du_i + \delta_{ij} g \left[\frac{\theta}{\theta_0} + 0.61 (q_v - \bar{q}_v) - q_c - q_r \right]$$

$$P = \rho (1 - q_c - q_r) R_d T (1 + 0.61 q_v)$$

$$\theta_M = \theta (1 + 0.61 q_v) (1 - q_c - q_r)$$

$$\Pi = \left(\frac{P}{P_0} \right)^{R_d / C_p} \quad \theta = \frac{T}{\Pi}$$

・大気（乱流エネルギー）

$$\frac{DE}{Dt} = g w \left[\frac{\theta}{\theta_0} + 0.61 (q_v - \bar{q}_v) - q_c - q_r \right] - R_{ij} \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[K_m \frac{\partial E}{\partial x_j} \right] - \frac{C_m E^{2/3}}{L} \quad (4)$$

・大気（熱・水蒸気・雲・雨）

$$\frac{D\theta}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K_h \frac{\partial \theta}{\partial x_i} \right] - \lambda \left(\frac{Dq_{vs}}{Dt} + E_r \right) \quad (5)$$

$$\frac{Dq_v}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K_h \frac{\partial q_v}{\partial x_i} \right] + E_r + \frac{Dq_{vs}}{Dt} \quad (6)$$

$$\frac{Dq_c}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K_h \frac{\partial q_c}{\partial x_i} \right] - A_r - C_r - \frac{Dq_{vs}}{Dt} \quad (7)$$

$$\frac{Dq_r}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[K_h \frac{\partial q_r}{\partial x_i} \right] - E_r + A_r + C_r - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{\rho} V_r q_r \right) \quad (8)$$

・土壌（熱・水分）

$$\rho_s \frac{\partial M}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(-D_M \frac{\partial M}{\partial z} \right) - D_{Ts} \left(\frac{\partial Ts}{\partial z} \right) + K \quad (9)$$

$$\frac{\partial Ts}{\partial t} = - \left(\frac{1}{C} \right) \frac{\partial}{\partial z} \left(- \lambda \left(\frac{\partial Ts}{\partial z} \right) - L D_{vap} \left(\frac{\partial M}{\partial z} \right) \right) \quad (10)$$

$$D_M = D_{M,liq} + D_{M,vap} \quad D_T = D_{T,liq} + D_{T,vap} \quad (11a)$$

$$D_{M,liq} = K \left(\frac{\partial \psi}{\partial M} \right), \quad D_{T,liq} = K \left(\frac{\partial \psi}{\partial T} \right) \quad (11b)$$

$$D_{M,vap} = D_{atm} f(M) \rho_0 g h \left(\frac{\partial \psi}{\partial M} \right) / RT \quad (11c)$$

$$D_{T,vap} = D_{atm} f(M) h \left(\frac{d\rho_0}{dT} \right) \quad (11d)$$

・接地境界層

$$S = R + H + LE + R_{long} + R_{short} \quad (12)$$

$$R_{short} = (1-a) R_0 \sin \left(\frac{\pi t}{T_p} \right) \quad (12a)$$

$$R_{long} = \varepsilon \sigma T_{s0}^4 (a_1 + a_2 \sqrt{\varepsilon_0} - 1) \quad (12b)$$

$$H = -\rho C_p \theta^* U^* \quad LE = -\rho L q_v^* U^* \quad (12c)$$

$$S = \lambda \left(\frac{\partial Ts}{\partial z} \right)_{z=0} = \lambda \frac{(Ts_0 - Ts_1)}{dz_1} \quad (12d)$$

$$U^* = \kappa \frac{U}{\Phi_m(\zeta)} \quad \theta^* = \kappa \frac{(\theta_1 - \theta_0)}{\Phi_h(\zeta)} \quad (13a)$$

$$q_v^* = \kappa \frac{(q_{v1} - q_{v0})}{\Phi_h(\zeta)} \quad \zeta = \frac{\kappa g \theta^* z}{\theta U^*} \quad (13b)$$

$$\Phi_m(\zeta) = \begin{cases} (1-16\zeta)^{-1/4} & (\zeta < 0) \\ 1+7\zeta & (\zeta > 0) \end{cases} \quad (13c)$$

$$\Phi_h(\zeta) = \begin{cases} (1-16\zeta)^{-1/2} & (\zeta < 0) \\ 1+7\zeta & (\zeta > 0) \end{cases} \quad (13d)$$

a	アルベド	q _v	水蒸気混合比	θ	ポテンシャル温度
C	熱容量	q _c	雲粒混合比	θ*	摩擦温度
C _m , C _o	LES定数	q _r	雨滴の混合比	κ	カルマン定数
C _p	定圧熱容量	q _v *	比湿	λ	土壌温度拡散係数
E	乱れエネルギー (m ² /s ²)	R _{long}	長波放射	π	エクスター関数
e	水蒸気圧 (mb)	R _{short}	短波放射	ρ	空気密度
e ₀	地表面水蒸気圧	S	地中熱フラックス	ρ ₀	基準空気密度
f	空隙・曲がりの補正関数	T	気流温度	ρ ₁	水密度
g	重力加速度	T _s	土壌温度	σ	ステファン・ボルツマン定数
H	顕熱	u, v, w	風速成分	Ω	コリオリパラメーター
h	相対湿度	V _r	雨滴の終端速度	Φ _m , Φ _h	シア関数
K _m	運動量拡散係数	U*	摩擦速度		
K _h	熱・水蒸気拡散係数	z	高さ		
K	透水係数	α ₁ , α ₂	経験定数		
L	水蒸気潜熱	ε	吸収率		
l	混合距離	ζ	M-0無次元高さ		
LE	潜熱				
P	圧力				
P ₀	基準圧力				

3 計算概要

3-1 計算対象および諸条件

(a) 計算対象の設定(土壌水分状態・大気安定度など)

都市域とその周辺域の土壌水分状態を模擬的に表現するため、初期条件として図-2のように中央部が乾燥、周囲が湿潤な状況を設定する。大気状態は図-3で示したように、条件付の不安定状態である。このような状況で一定の日射量を与えられ、土壌表面が熱せられた場合に、どのような熱的不安定性が生じ、それがどのように積(乱)雲へと発達していくかを土壌蒸発能や土壌温度とのインターアクションとともに調べるのが本計算の目的である。大気の初期状態は無風。おもな入力パラメータおよび計算に用いた物性値を表-1にまとめて記す。計算領域は大気部:18km、18km、12kmの領域を $26 \times 26 \times 20$ のメッシュで土壌部:18km、18km、50cmを $26 \times 26 \times 9$ で表現する。鉛直方向は不等間隔メッシュである。時間間隔は1ステップ10秒とした。

(b) 境界条件

境界条件は地下:温度不変・水分流ゼロ、側面:各物理量2階微分ゼロ、大気上面:mass保存とした。

表-1 計算パラメータ

R_{short}	800 (w/m^2)
a	0.12
C_s, C_m	0.2
λ_{soil}	0.034 (J/cm, s, k)
K_s	0.5

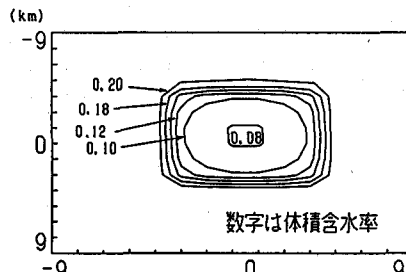


図-2 初期土壌水分分布

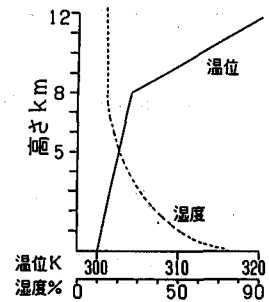


図-3 初期大気状態

3-2 計算結果及び考察

以下に各時間経過別に結果と考察を述べる。領域中央を通るXZ平面で見た対流にともなう風速・雲粒混合比・雨滴混合比の断面図を時間別に図-4にまとめて記す。

stage 1 (15min): 中央部の乾燥帯では地表潜熱が小さいために周囲より高温となり、そこを中心に小さな対流が生じる。水蒸気の凝結に伴う潜熱の放出により対流の上昇気流は強められ、それに対応して雲粒濃度が増し、雨滴粒子が形成されてくる。そのころ下層大気では地表面からの潜熱・顕熱の供給を受けるため、中央の対流の周囲に新たな対流セルが誕生・成長していく。この過程はベナール対流が形成される熱的不安定性とはほぼ同じと考えられるが、土壌状態が水平方向に異なるので、中央の対流に比べて遅れて発生し、セルの大きさもまだ小さい。

stage 2 (25min): 中央の対流中層での降雨粒子の増加が見られる。それに伴い雲粒子濃度は幾分減り、上昇速度も減衰の兆しを見せている。成熟期とみてよいであろう。一方、その周囲に形成されていた対流セルは発達し、わずかながら雲粒子を形成し始めていることがわかる。

stage 3 (35min): 中央の対流にともなう上昇流は圏界面に達したところで水平方向に向かう(それより上空に安定気層が存在するため)。また対流の下層部はもともと土壌水分が少なく乾燥しているため水分供給が十分行えない。さらに降水粒子の蒸発にともない対流下層部の温位は発達時に比べ低下してくるので、対流の足の部分では下降流が卓越し地表面からの水蒸気供給を阻害する。その2つの要因によって中央の対流はいっそうその上昇速度を弱めることになる。このように中央の対流が上昇速度を弱める一方、周囲の対流は急激にその上昇速度を早め成長し、中央の対流を吸収・併合しかけている様子がわかる。周辺域は中央域に比べ、土壌水分が多く蒸発潜熱量が相対的に多いため、初期段階では乾燥域ほど地表面温度が上昇

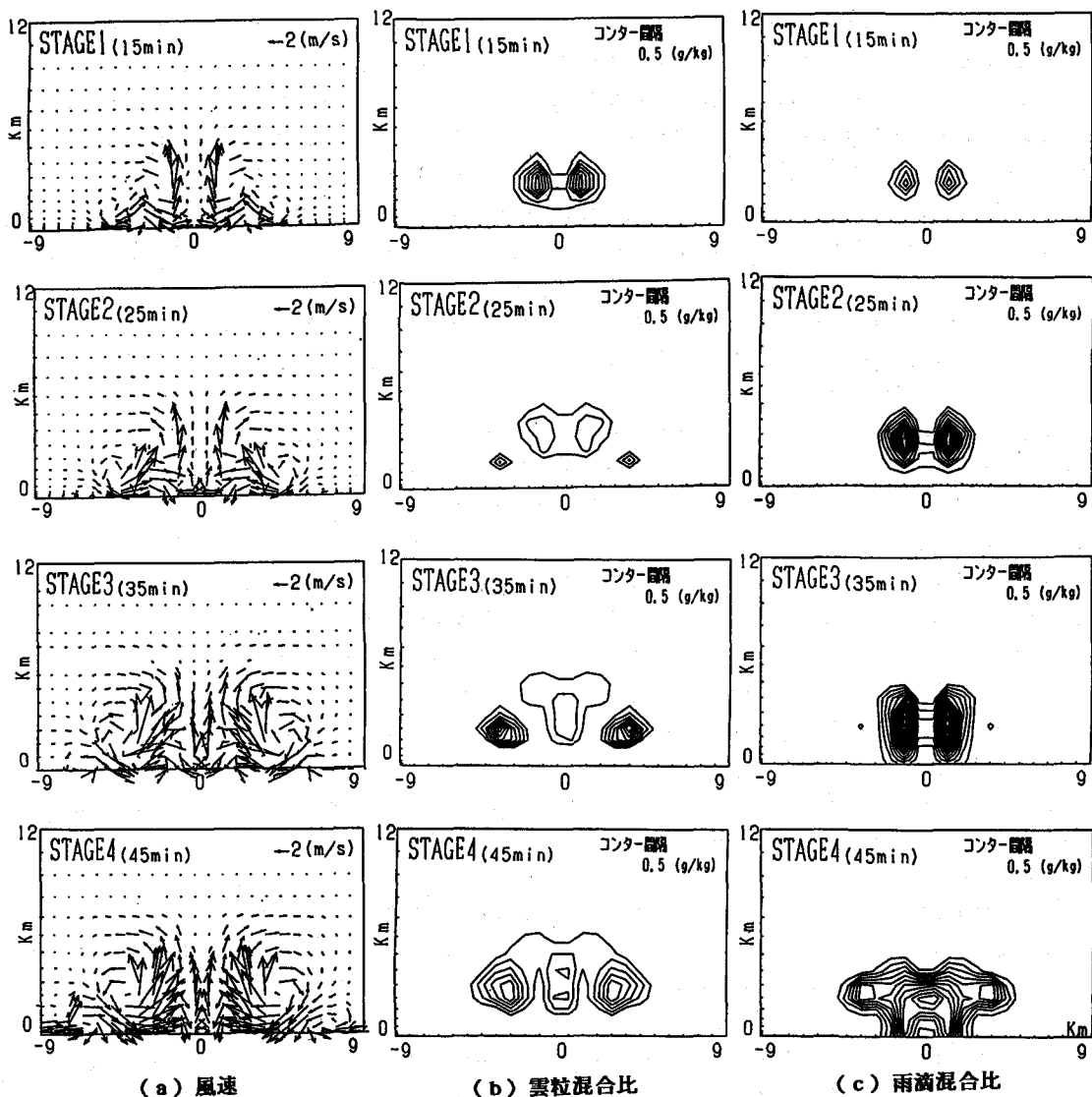
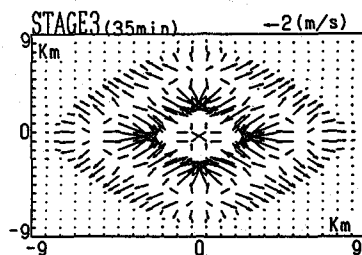
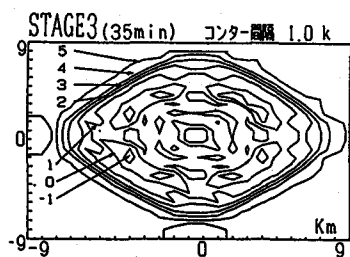


図-4 時間別の風速・雲粒・雨滴のx-z断面図(Yは領域中央)



せず、対流を起こす初期擾乱量が不足していた。しかしながらその反面、一度上昇速度が誘起されると水分供給を行いやすいため、より急激に発達する。上昇流にともなう雲の発達も見られる。

ここで大気と土壌の相互作用が対流の発達に及ぼす影響を考えてみたい。対流による接地境界層内の風速の増加は、顕熱・潜熱輸送を活発化させることにより地表面の熱収支に影響を及ぼす。地表面における温度擾乱分布（初期値からのずれ）と地表近傍の風速分布（図-5・6）を比較してみよう。例えば、対流のフロント部（強風速域）を見ると急激な水平地表面温度勾配がついている。このように強風速域では低い地表面温度、弱風域では高い地表面温度がおおまかに対応している様子がわかる。このような局所的な水平温度勾配が形成されることにより、今度は逆にその地点の水平風速が増加することになる。それは対流を強化させたり、フロントの進行速度を早めることになる。このように新たな対流の誘起・発達にはベナール対流のような熱的不安定性をもたらす流体の非線形作用そのものに加え、いま述べた風速-水平温度勾配という大気-土壌の相互作用が2次的に関与してくると考えられる。

stage 4 (45min) : この段階になると外側の対流セル群は完全に中央の対流を吸収し、見かけ上一つの大きな対流セルとなる。雲滴あるいは雨滴分布をみても合体している様子がわかる。ベナール型対流を思わせるような組織的なセルが集結して一つの雲を形成していると考えられる。

4 結論

大気-接地境界層-土壌系からなる水文気象モデルにより都市とその周辺域に想定されるような土壌水分量分布を設定して対流性雲の数値実験を行い、以下のような結論が得られた。

1) 熱的不安定性によって対流が誘起されるが、中央部と周囲域では土壌水分量を反映して、対流の挙動が異なる。その結果、最終的に新しい（周囲域の）対流による古い（中央部の）対流の吸収が起こる。

2) 地表近傍風速の増加と地表面温度の水平温度勾配の形成という大気-土壌間の自動的作用は対流およびそのフロント進行速度を促進させる。

以上のことは積雲対流のinitiationおよび発達の過程に於て、従来余り議論されていなかった、土壌面の熱・水分条件および大気-土壌間の相互作用が重要であることを示唆している。

5 終わりに

今回の数値実験に加え、現在、鉛直シア-やヒートアイランドの水平規模等のいくつかの環境パラメータが対流形成に及ぼす効果を検討している段階である。また植生モデル(NEO SPAM)を接地境界層内に導入し、植生と降雨との関連性等についても検討していきたい。

参考文献

- 1) 玉嶋克彦・瀬岡和夫：大都市圏に於ける雷雨性集中豪雨解析への雷レーダーの利用可能性の検討，第45回土木学会年次学術講演会概要集，pp.4-5，1990。
- 2) Balaji.V. and Clark.T.L: Scale selection in locally forced convective fields and the initiation of deep cumulus, J.Atmos.sci, vol.45, pp.3188-3211, 1989.
- 3) Yonetani.T: Enhancement and initiation of a cumulus by a Heat Island, J.Meteor. Soc. Japan, vol.61, no2, pp.244-253, 1983.
- 4) 神田学・日野幹雄：3次元大気-土壌系モデルによる都市規模スケール気象の数値計算，水文学会要旨集，pp.140-143, 1990。
- 5) Klemp.J.B. and Wilhelmson.R: The simulation of three dimensional convective storm Dynamics, J.Atmos. Sci, vol.35, pp.1070-1096, 1978.
- 6) 堀端康善：積雲対流の一生のLES, ながれ, vol.8, no3, pp.253-273, 1989.
- 7) 石崎澄雄・光田寧：風速変動の長周期成分について，京大防災研年報，vol.11, A, pp.489-497, 1968.
- 8) Philips.J.R and de Vries: Moisture movement in porous materials under temperature gradients, Eos Trans.AGU, vol.38, pp.222-228, 1957.