

高温域による積雲の形成の数値実験

米谷恒春*

国立防災科学技術センター

Numerical Study of the Initiation of Cumulus by a Heat Island

By

Tsuneharu Yonetani

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Eight numerical experiments were carried out to see the effects of three factors upon the initiation of a cumulus cloud. The factors studied are the magnitude of the temperature difference of a heat island, the stability of the layer below 1 km height where a local circulation is induced, and the dimension of the heat island.

The following conclusions were obtained: A heat island whose interior temperature at the center is higher by 1°C and whose dimension is about 4 km in radius, could initiate a cumulus cloud when the atmosphere is rather unstable and general wind is weak. A larger heat island does not necessarily modify the atmosphere to give conditions more favorable for initiation of a cloud and its development.

1. ま え が き

都市特有の大気の状態が降水現象に影響を及ぼしていることは多くの人が認めるところである。降水現象に影響を及ぼす都市特有の大気の状態としては、都心部に中心を持つ高温域、すなわちヒートアイランドの存在、汚染物質の排出と集積に伴う多量の凝結核の存在、および高層建造物などを原因とする、都市上空での気流が受ける上向き成分の増加、が考えられている。しかしながら、これらの影響がどのような機構・過程を通して降水現象に現われるのか、まだ分かっていない。

高温域の存在が対流雲の発達に及ぼす影響を見るために、理論的な面から検討した結果の一部はすでに報告した(米谷, 1979)。すなわち、高温域に伴う局地循環が対流性の雲の発達に好ましい大気成層を高温域上空に作ること、および局地循環により積雲が形成されるこ

* 第1研究部

とを示した。本報告では、理論的な検討の第2段階として、一般風が無い場合における積雲を形成する高温域の引き金作用に関して、気温差や、局地循環が生じる下層の安定度、および高温域の大きさ、の各影響を数値実験の手法により調べる。

都市域または島の上空における対流性の雲の形成に関して、観測に基づく数値シミュレーションによる研究が二・三なされている。Ochs (1975) はセントルイス上空での積雲の発生位置が地表面の気温分布と密接な関係にあることを、2次元モデルによって示している。Malkus と Stern (1953) は、熱せられた島に伴う循環により積雲が形成され得ることを線型化した方程式系を解いて示した。さらに、Bhumralkar (1973)は2次元モデルを用いて、気温が海上より 6°K も高い島の存在により、積雲が形成され、これが発達し降水をもたらすまでをシミュレートした。

上述のように、観測結果と対応をつけた数値シミュレーションがなされている。しかし、観測結果から一步離れ、高温域に伴う局地循環による積雲の形成機構に関する基本的な性質を調べた研究はあまり無いようであり、したがって、この基本的な性質について知られていない。

2. 数値モデル

筆者のもちいた数値モデルは次のような主な仮定がなされている。(1)一般風の影響は考えない。また高温域は円形とする。これによりモデルは軸対象となる。(2)対流雲の氷晶過程は取り扱わない。雲物理学的過程は Kessler のパラメタライゼーションで表わす。この仮定は次の雲物理学的過程を考慮することになる。雲水の生成と蒸発、雲水から雨水への変化、雨水の落下、雨水の蒸発(3)運動量・熱・水蒸気および雲が存在するときには雲水の拡散係数を同一とし、さらに時間空間に対して定数とする。この値を $50 \text{ m}^2/\text{s}$ とする。

方程式系は積雲対流の数値実験などにもよく用いられている非弾性方程式系 (Ogura and Phillips, 1962) を使用する。円柱座標で表わした方程式系は、例えば前の報告(米谷, 1979)に記載されているので、その特徴だけを記せば、次のとおりである。垂直方向の運動を記述する方程式の中で、重力加速度と結びついた密度の項(浮力)に関わる密度変化は考慮する。しかし、これ以外は流体の非圧縮を仮定している。つまり、流体力学で対流現象を記述するのによく用いられる Boussinesq の近似がなされた方程式系である。全体の方程式系は運動方程式系以外に、水(水蒸気と液水の和)の保存および熱の保存を示す方程式系からなる。

境界条件は空気の流れの水平成分 u と鉛直成分 w にのみ設けた。鉛直方向の上端と下端で $w=0$ および運動量の水平成分は鉛直方向に滑らかに変化するとした。また水平方向の外端で $u=0$ および運動量の鉛直成分は水平方向に滑らかに変化するとした。その他の要素、すなわち気温・水蒸気量・雲水量・雨水量については直接計算により求めた。ただし、気温のみ地表において一定とした少数の場合がある。以上のように、境界は free-slip 状態を仮定

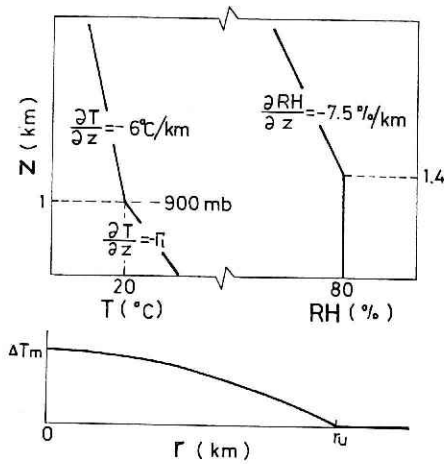


図 1 初期条件の概念図。一般場の気温 (T) の鉛直分布と湿度 (RH) の鉛直分布、(上段) および高温域での地表気温の水平分布 (下段)。

Fig. 1 Schematic description of initial conditions: Vertical profiles of temperature (T) and relative humidity (RH) in the environmental air (upper), and horizontal distribution of surface temperature in the heat island. The temperature difference in the heat island is given by the form of $\Delta T = \Delta T_m (1 - r^2/r_u^2)$. The values of ΔT_m , Γ_e and r_u are given in Table 1.

し、少数の場合を除いて閉じている。地表の気温を一定とした例外的場合の境界条件は後述す

る。

格子間隔は水平方向 $\Delta r = 250$ m, 鉛直方向 $\Delta z = 100$ m で, 積分の時間間隔は10秒である。形成された対流雲が発達し, 大きな上昇速度 (約 7 m/s) が生じた時点で, 計算不安定を避けるため時間間隔を 3 秒に変えた。積分領域は水平方向に 0~12.5 km, 鉛直方向に 0~5 km である。計算方式は, 移流項については風上方式, 拡散項については中央差分を用いている。

格子間隔の大きさは, 局地循環や積雲対流の数値実験で用いられる一般的な値である。積分領域の大きさは, 本報告の目的と計算機の記憶容量から決めた。鉛直方向の 5 km は, 例えば積雲が積乱雲へと発達する様子を調べるのであれば, 小さすぎる。しかし, 積雲の形成を調べる本報告の目的には, 水平方向と鉛直方向ともに充分な大きさである。さらに付け加えれば, 次に記す大気成層も, 形成された積雲が容易には積乱雲へと発達しないような状態, やや不安定な状態にしてある。

数値実験は八つの場合について行なった (図 1 および表 1 参照)。 $r < r_u$ の地表において気

表 1 初期状態の表。下層における気温減率 Γ_e , 高温域の中心と一般場との気温差 ΔT_m , および高温域の半径 r_u 。

Table 1 Values of Γ_e , ΔT_m and r_u , where Γ_e is temperature lapse rate in the layer below 1 km height, ΔT_m temperature difference between the center of the heat island and environmental air, and r_u radius of the heat island. The initial condition in case 7 is equal to the state in case 1 at 30 min, and the initial condition in case 8 is equal to the state in case 6 at 30 min.

Case	1	2	3	4	5	6	7	8
Γ_e (°C/km)	7.0	7.0	8.0	6.0	7.0	7.0	Case 7 は Case 1 の,	
ΔT_m (°C)	1.5	2.0	1.0	1.5	1.5	1.5	Case 8 は Case 6 の,	
r_u (km)	4.25	4.45	4.25	4.25	2.0	8.0	30分の状態	

温を一般場より高くした。高温域における気温差 ΔT は、 $\Delta T = \Delta T_m(1 - r^2/r_u^2)$, $r < r_u$, で与えた。

case 1 を、気温差・一般場の下層の安定度・高温域の大きさの各因子の影響を見るための基準とする。一般場での地表気温は 27°C 、高温域の半径は 4.25km で中心での気温は 28.5°C である。高温域の中心では周辺場より 1.5°C 高い。

気温差の影響を見るために、case 2 では高温域の中心と周辺との気温差を、case 1 より 0.5°C 高い 2.0°C とした。他の状態は case 1 と同じである。

局地循環が形成される下層の安定度の影響を見るために、case 3 では、高度 1km 以下の気温減率 Γ_e を $8.0^\circ\text{C}/\text{km}$ と case 1 より不安定にし、高温域の中心と周辺との気温差を 1.0°C とした。また case 4 では、 Γ_e を $7.0^\circ\text{C}/\text{km}$ と case 1 より安定にし、高温域の中心と周辺との気温差を 1.5°C とした。その他の状態は、case 3 と case 4 共に case 1 と同じである。

高温域の半径の影響をみるために、高温域の半径 r_u を case 5 では case 1 のほぼ半分 $r_u = 2.0\text{km}$ とし、case 6 では case 1 の約2倍の $r_u = 8.0\text{km}$ とした。他の状態はすべて case 1 と同じである。さらに、case 1 での30分の状態を初期状態とし、雨滴が落下してきて蒸発が起こらない限り地表気温が変化しないとした case 7、case 6 の30分の状態を初期状態とし case 7 と同じ条件で地表気温が変化しないとした case 8 の二つの場合についても調べた。

一般場の状態は館野にある高層気象台で観測された7月と8月の平均的な状態を参考にして決めた。高度 1km で気温 20°C 、気圧 900mb 、湿度 80% 、また 500mb の高度が 5.8km 、気温 -9°C という一般場の大気成層は、上層に寒気が入った状態に対応し、やや不安定である。

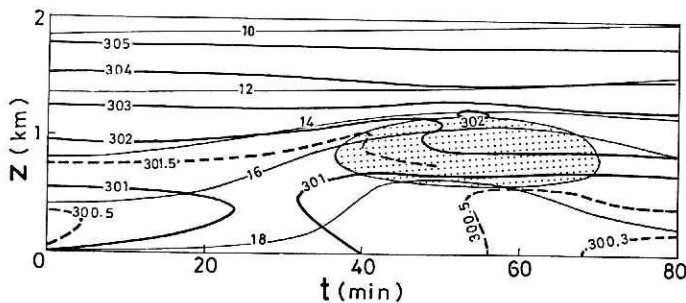


図 2 case 1, 高度 2km 以下の層における高温域の中心での温位 (太線, 単位は $^\circ\text{K}$), と水蒸気量 (細線, 単位は g/kg) の時間変化, および雲が存在した領域 (陰を施した部分)。

Fig. 2 Time-height variations of potential temperature (thick lines, in unit of $^\circ\text{K}$) and water vapor content (thin lines, in unit of g/kg) along the central axis in the layer below 2km height in case 1. Dotted area shows the region where the cumulus exists.

3. 結 果

形成される時間やその後の発達程度は各ケースで大きく違っているが、ほとんど全てのケースで積雲は形成される。積雲は、前の報告で一部示したように、高温域中心における混合層の形成、水蒸気の集積という過程をへて、高温域中心部の上空に形成される。各ケースにおける大気成層の変質と積雲の形成を、高温域の中心 $r=0$ での温位と水蒸気量の高度—時間変化で見ることにする。

3.1. 基準状態 case 1 の結果

case 1 の、高温域の中心 $r=0$ における水蒸気量と温位の高度—時間変化と雲の領域を図 2 に示す。初期状態の $r=0$ における地表の温位は周辺よりも 1.5°K 高い 301.2°K であるが、20分には高度 0.5 km 以下の層はほぼ温位 301°K の等温位になっている。また、20分頃から下層における水蒸気量の集積の著しいことが目につく。初期状態に水蒸気量が 15.5 g/kg であった高度 0.5 km では、20分に 16.1 g/kg 、30分に 17.1 g/kg と増加している。この後36分、高度 0.8 km 周辺に半径約 0.5 km の雲が形成された。この雲は50分には厚さ約 600 m になったが、それ以上発達することなく70分に消滅した。寿命は34分であり、地表における降水は無かった。

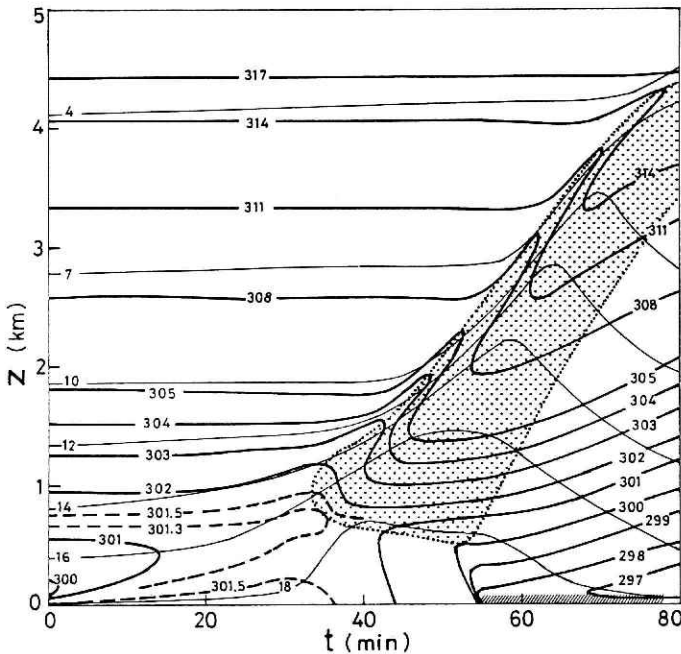


図 3 case 2 の結果。図 2 に同じ。ただし、地表で降水が記録された時間帯を横軸に斜線を、施して示してある。

Fig. 3 Same as Fig. 2 but for case 2. Duration of rainfall at the center is indicated along the time axis by hatched.

以上のように、case 1 では積雲が形成されたが、その雲は降水をもたらすまでには発達しなかった。この報告では case 1 を基準状態とする。もし形成された積雲が case 1 より発達する場合を基準状態にとると、基準状態より発達する場合には高度 5 km までとした境界の上端にまで雲頂が達するのは明白であり、この場合には発達程度の差異を論じにくくなる。case 1 を基準にした場合には、地上で降水が記録された場合、地上で降水が記録されさらに雲頂が 5 km の境界にまで達した場合とで、形成された積雲の発達程度が大きく異なると判断できる。

3.2. 気温差の影響、case 2 の結果

高温域の中心と周辺との気温差を case 1 の場合より 0.5°C 高くし、 2.0°C とした case 2 の、 $r=0$ における水蒸気量と温位の高度—時間変化と雲の領域を図 3 に示す。このケースの温位場は、20分で地表が 301.6°K 、高度 0.5 km で 301.2°K 、30分でも地表で 301.6°K 、高度 0.5 km で 301.3°K と、地表の温位がやや高い状態が続いた。

下層における水蒸気の集積は20分頃から著しくなっている。高度 0.5 km の水蒸気量は20分に 16.1 g/kg 、30分に 17.2 g/kg と case 1 とほぼ同じ値であり、増え方である。その後33分、高度 0.9 km 周辺に半径 1.0 km の雲が形成された。この雲はよく発達し、55分に地表に降水をもたらしている。雲の半径の変動も激しく40分には 1.25 km 、60分には 0.5 km と変化した。降水は78分まで続き、総量は 2.3 mm となった。55分以降、下層における急激な温位の低下が見られるが、これは雨水の蒸発によるものである。80分以降の状態は図示していないが、雲は93分まで存在し寿命は60分であった。

3.3. 下層の気温減率の影響、case 3 と case 4 の結果

局地循環が生じる下層での気温減率を case 1 より 1°C/km だけ大きい 8°C/km とし、最大気温差 1°C の高温域を与えた case 3 での大気成層の変質は、case 1 の場合と本質的な差異はない。温位場は、20分には高度 0.5 km 以下の層が、温位ほぼ 301.5°K の等温位層になっている。また、case 1 したがって case 2 と同じように、下層における水蒸気の集積は20分頃から著しい。 $r=0$ の高度 0.5 km における水蒸気量は、初期状態に 16.0 g/kg 、20分に

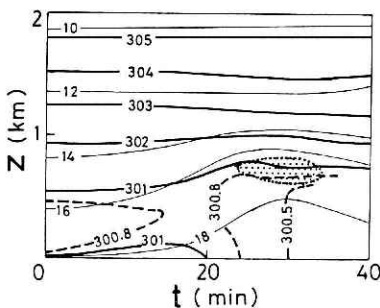


図 4 case 5 の結果。図 2 に同じ。
Fig. 4 Same as Fig. 2 but for case 5.

16.6 g/kg 、30分に 17.5 g/kg で、最初の 20 分間に 0.6 g/kg 、続く 10 分間に 1.0 g/kg 増加している。この増分は case 1 や case 2 とほぼ同じ値である。

雲は39分に高温域の中心部の高度 0.9 km を中心に形成された。この雲はよく発達し、63分には雨が地表に達し、80分でも引き続き雨が記録されている。一方、80分には雲頂が高度 5 km の境界に達するまでになったので、計算を打ち切った。80分までの雨量は中心で 4.4 mm で、case 2 の総雨量の 2

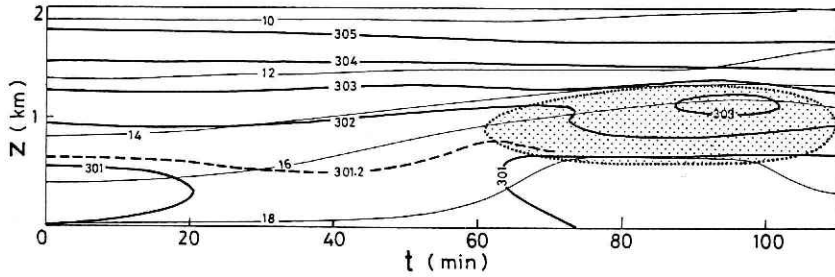


図 5 case 6 の結果. 図 3 に同じ.
Fig. 5 Same as Fig. 2 but for case 6.

倍以上である. 雲の半径は40分が 0.5 km, 60分が 0.75 km であった.

高度 1 km 以下の層での気温減率を $6.0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ と case 1 より $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$ だけ小さくし, 最大気温差 1.5°C の高温域を与えた case 4 では積雲は形成されなかった. 高度 1 km 以下の層で, 上昇速度の最大値 0.8m/s とする局地循環が生じただけであった.

3.4. 高温域の半径の影響, case 5 と case 6 の結果

case 5 と case 6 は高温域の広さだけが異なり, 気温差や一般場の状態は case 1 と同じである. これらの場合ではいままでの場合と異なり積雲の発達程度に著しい差は無く, 雲の形成される時間に大きな相異が生じる. つまり高温域の広さが積雲形成の機構と密接な関係にあることが示される.

初期状態の高温域の半径 r_w を 2 km とした case 5 の, 高温域の中心 $r=0$ における温位・水蒸気量の高度—時間変化と雲の領域を図 4 に示す. 20分における温位は地表で 301°K , 高度 0.5 km で 300.8°K と case 1 の場合よりも低くなっている. 下層における水蒸気の顕著

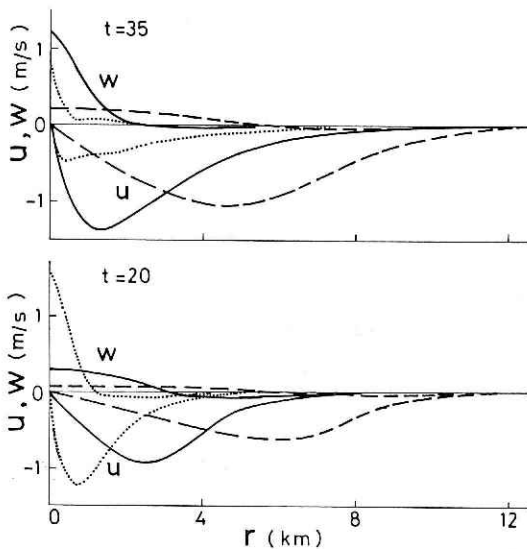


図 6 時間20分および35分における, 高度 0.1 km での水平速度, u と高度 0.5 km における鉛直速度, w の水平分布. 実線が case 1, 点線が case 5, 破線が case 6 の水平分布を示している.

Fig. 6 Horizontal distributions of horizontal component of air velocity, u , at 0.1 km height and vertical component, w , at 0.5 km height in cases 1, 5 and 6 at 20 min (lower) and 35 min (upper). Solid lines show case 1, dotted lines case 5 and broken lines case 6.

な集積はcase 1 などと異なり20分以前から生じている。初期状態に水蒸気量が 15.5 g/kg であった高度 0.5 km では20分に 17.4 g/kg に増加している。case 1 で 17.4 g/kg を越えたのは30分以降であり、また、case 1 の20分における水蒸気量 16.1 g/kg は case 4 では13分での値である。半径 0.25 km の小さな雲が、25分に高度 0.7 km 周辺に形成されたが、35分には消滅してしまい、寿命は10分にすぎなかった。

r_u を 8 km とした case 6 の $r=0$ における温位・水蒸気量の高度—時間変化と雲の領域を図 5 に示す。高度 0.5 km 以下の層での温位は、20分で大体 301°K であり、60分ではほぼ 301.1°K とほとんど変化していない。下層における水蒸気の集積も case 1 や case 5 と比べて緩やかであり、一部で顕著な集積が見られるが、これは50分を過ぎてからである。高度 0.5 km における水蒸気量が 17 g/kg を越えた時間は、case 1 で30分、case 5 で18分であるが、case 5 では48分である。半径 1.0 km の雲が61分に 0.9 km 周辺に形成された。この雲は厚さ 700 m まで成長したが、それ以上の発達は見られず、110 分には消滅した。地表での降水もなく、寿命は49分であった。

初期条件として高温域の半径だけが異なる case 1, case 5, case 6 の 20分と35分における高度 0.1 km における水平速度 u と高度 0.5 km における上昇速度 w の水平分布を図 6 に示す。実線が case 1, 点線が case 5, 破線が case 6 である。

20分は、初期の高温域の半径 r_u を 2 km とした case 5 で雲が形成される直前に当たる。case 5 で最も活発な運動が生じており、中心へ向う水平速度も上昇速度も最大値は 1 m/s を越えている。0.5 km 高度で正の上昇流が存在する領域は中心から 1 km 以内の範囲である。一方、 r_u を 4.25 km とした case 1 では最大値を 0.3 m/s とする弱い上昇流が中心から 3 km 以内の領域に形成されている。中心に向かう水平速度の最大値は中心から 2.5 km の位置の 0.9 m/s となっている。さらに、 r_u を 8 km とした case 6 では中心から 6.5 km までのより広い領域に 0.1 m/s に満たないより弱い上昇流が形成されている。中心へ向かう水平速度の最大値は、中心から 6 km 離れた位置での 0.6 m/s である。

35分になると、case 5 における高度 0.5 km での上昇速度の最大値は 0.7 m/s であるが、0.1 m/s を越える上昇流は中心から 0.5 km 以内の非常に狭い領域に限られている。これらことから、case 5 では局地循環も弱まった状態にあることが読み取れる。

35分の直後36分に雲が形成される case 1 では、0.1 m/s を越える上昇流が中心から 1.5 km 以内の範囲に生じており、中心での最大値は 1 m/s を越えている。中心に向かう水平速度の最大値は中心から 1.5 km 離れた位置での 1.4 m/s である。20分の状態と比較すると、より狭い領域により活発な運動が生じていることが分かる。

r_u が 8 km と大きい case 6 では依然として広い領域に弱い上昇流が生じている。0.2 m/s を最大とする上昇流が中心から 5.5 km 以内の領域に形成されている。また、中心に向かう水平速度の最大値は中心から 4.5 km 離れた位置での 1.0 m/s である。case 6 でも、20分の

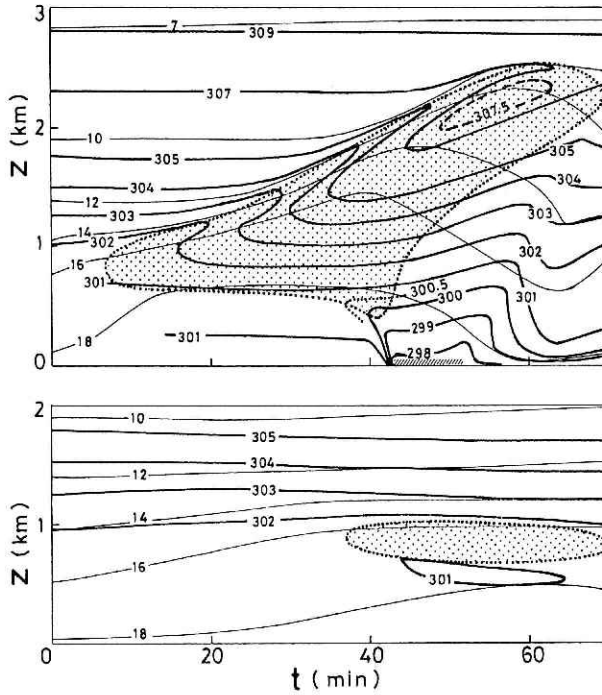


図 7 case 7 (上段) と case 8 (下段) の結果. 図 3 に同じ.
 Fig. 7 Sama as Fig. 3 but for case 7 (upper) and case 8 (lower).

状態よりは、狭い領域に活発な運動が生じている、と言える。

図 6 は、広い高温域に伴う局地循環は大きな水平規模を持つが、気塊の速度は小さいこと、および局地循環の水平規模は時間とともに小さくなってゆき、それに伴って気塊の速度は大きくなっていること、を示している。ところで地表の高温域は、中心に向かう移流の影響を受けて、端から徐々に気温が低下し、実質的な高温域は縮小している。一例を挙げれば、 $r_u=8$ km の case 6 では、中心から 1 km の位置では、0 分で 28.5°C 、40 分で 28.4°C 、80 分で 27.9°C と 40 分以降に気温の低下がみられるが、中心から 5 km の位置では、0 分で 27.9°C 、40 分で 27.5°C 、80 分で 27.2°C と早い時間から気温は低下している。このことから、局地循環の水平規模の時間変化は移流効果による高温域の縮小に伴うものと判断される。

3.5. 地表気温を一定に保ったときの影響、case 7 と case 8 の結果

case 7 と case 8 はいままでの case 1~case 6 と境界条件が違っている。つまりモデルが異なっている。case 7 と case 8 では、地表における気温は、降水が生じ雨滴の蒸発が起こらない限り、時間に対して変化しないとした。境界を通してのエネルギーの出入りが無いとした case 1~case 6 では、地表の気温は時間と共に減少している。したがって、case 7 と

case 8 では地表で熱が供給され、地表の気温を一定に保っている。別の言い方をすれば高温域の大きさを一定に保っていることになる。

case 7 の初期状態は case 1 の30分の状態、case 8 の初期状態はcase 6 の30分の状態、とした。case 7 の初期状態は、地表での温位場は中心で 301.1°K 、中心から 3.75 km 以遠では 299.7°K で変化していない。中心の鉛直方向には、高度 0.8 km 以下でほぼ 301°K の等温位になっている。上昇速度の最大値は中心の高度 0.5 km における 0.8 m/s であり、中心に向かう水平速度の最大値は中心からの距離 1.75 km 高度 0.1 km での 1.3 m/s である。

case 8 の初期状態は、地表の温位が、中心で 301.2°K 、中心から 7.5 km 以遠では 299.7°K で一定である。中心での鉛直方向には、高度 $0.1\text{ km}\sim 0.4\text{ km}$ が 301.1°K の等温位になっている。 301.1°K の等温位層は水平方向に中心から 1.5 km まで達している。上昇速度は最大値でも 0.2 m/s に満たず、中心に向かう水平速度の最大値は中心からの距離 5 km 高度 0.1 km での 0.9 m/s である。

case 7 の初期状態と case 8 の初期状態を比較すると、case 7 では小さな高温域が狭い領域により活発な運動を起こしている。case 7 の高温域の半径 3.75 km に対し case 8 は 7.5 km と case 7 の2倍であり、上昇速度の最大値は case 7 で 0.8 m/s に対し case 8 では 0.2 m/s と case 7 での $\frac{1}{4}$ である。

case 7 (上段) と case 8 (下段) における $r=0$ での温位・水蒸気量の高度—時間変化と雲の領域を図7に示す。case 7 では、雲は7分に高度 0.8 km の周辺に形成された。半径は 0.5 km であるが、20分には 0.75 km へと大きくなっている。この雲は著しくは発達しなかったが、地表に降水をもたらす程度には発達した。すなわち、43分～51分間、地表に降水をもたらして70分に消滅した。寿命は63分間である。60分以降温位場に昇温がみられるが、これは乾燥気塊の下降に伴う断熱昇温によるものである。

case 7 の結果を case 1 の結果と比較してみる (図2参照)。case 1 の30分の状態を case 7 の初期状態としているから、雲が形成された時刻、case 1 の36分と case 7 の7分は両方の場合で差は無いといえる。その後の発達の程度は、case 1 では地表で降水は記録されてないし、雲の寿命も34分と case 7 での雲の寿命の半分にすぎず、case 7 の雲の方がはるかによく発達した。つまり、地表の気温を一定に保つよう供給された熱は、雲の発達を促すように作用したことになる。

case 8 では、雲は37分に高度 0.9 km の周辺に形成された。この雲はあまり発達しないで71分に消滅した。寿命は34分であった。雲の半径は40分が 0.5 km 、60分 0.75 km である。この結果を case 5 の結果と比較する (図5参照)。case 6 の30分の状態を case 8 の初期状態としたので、雲が形成された時刻、case 6 の61分と case 8 の37分は、case 8 の方が6分遅いが、大きな差が生じたと言えるほどでもない。雲の寿命は、case 6 では49分、case 8 では34分、雲の最大の厚さは、case 6 では 700 m 、case 8 では 300 m である。雲の半径も case 6

の方が大きい。また、上昇速度の時間空間における最大値は、case 6 では、時間88分、中心上空の高度1 km、雲中での2.4 m/s に対し、case 8 では、雲が形成される以前の時間38分、中心上空の高度0.5 km での0.6 m/s である。これらの値から case 6 の方が雲は良く発達したと言える。つまり、地表の気温を一定に保つよう供給された熱は、高温域が広い case 8 では、高温域が狭い case 7 のときとは逆に、積雲の形成・発達を抑えるように作用したことになる。

4. まとめと考察

高温域に伴う局地循環による積雲の形成に関する基本的な性質を調べるため、一般風の無い場合について、高温域と周辺との気温差、局地循環が生じる下層の安定度、および高温域の大きさ、の三要素を変えて数値実験を行なった。各ケースの初期状態の特徴と形成された対流雲についての結果は表2のとおりである。

高温域の中心と周辺との気温差 ΔT_m が case 1 より 0.5°C だけ高い case 2 では、形成された積雲はよく発達し、2.3 mm の雨を地表にもたらした。高度1 km までの下層での気温減率 Γ_e を case 1 より $1^\circ\text{C}/\text{km}$ 大きくした case 3 では、 ΔT_m を case 1 より 0.5°C だけ低くしたにもかかわらず、形成された積雲の発達は著しく、雲頂高度が5 km に達するまでに4.4 mm の雨を地表にもたらした。逆に、 Γ_e を case 1 より $1^\circ\text{C}/\text{km}$ だけ小さくした case 4 では雲は形成されなかった。これら case 1 ~ case 4 の結果から、高温域が引き起こす局地循環によって積雲が形成されるかどうか及びその後の発達は、高温域と周辺との気温差や大気の安定

表 2 各ケースの初期状態の特徴と形成された積雲に係る値。初期状態の特徴は、高温域の中心と周辺との気温差 ΔT_m 、下層での気温減率 Γ_e 、および高温域の半径 r_a で示す。積雲に係る値は、雲が形成された時間 T_s 、雲の寿命 T_e 、および高温域の中心での総雨量 P である。現象が起こらなかった場合は—で示した。case 7 と case 8 の初期状態は、それぞれ case 1 と case 6 の30分の状態で、地表気温は時間に対して変化しないとした。

Table 2 Initial conditions and values showing the characters of the initiated cumulus cloud. T_s is time when a cumulus cloud is initiated, T_e a life time of the cloud, and P the total amount of rain in the center. Bars show that no convective cloud is formed or no rain is observed.

case	$\Delta T_m(^{\circ}\text{C})$	$\Gamma_e(^{\circ}\text{C}/\text{km})$	$r_a(\text{km})$	$T_s(\text{min})$	$T_e(\text{min})$	$P(\text{mm})$
1	1.5	7.0	4.25	36	34	—
2	2.0	7.0	4.25	33	60	2.3
3	1.0	8.0	4.25	39	>41	>4.4
4	1.5	6.0	4.25	—	—	—
5	1.5	7.0	2.0	25	10	—
6	1.5	7.0	8.0	61	49	—
7	case 1 30 min			7	63	0.3
8	case 6 30 min			37	34	—

度に大きく依存していることがわかる。

ΔT_m や Γ_e が異なった case 1~case 3 では、形成された積雲の発達程度が大きく異なった。しかし雲が形成された時刻には大差は無い。一方、高温域の半径 r_u が異なる case 5 や case 6 では積雲が形成される時間が大きく違っている。 r_u を case 1 のほぼ半分とした case 5 では、case 1 より11分早い25分に雲が形成された。この雲は小さく、寿命も10分と短い。他方、 r_u を case 1 のほぼ2倍とした case 6 では、case 1 より25分遅い61分に雲が形成された。この雲は地表に降水をもたらすまでには成長しなかったが、寿命は49分と長かった。

case 1 の、雲が形成される6分前の30分の状態を初期状態とし、高温域の大きさが変化しないよう地表の気温を一定とした case 7 では、形成された雲はよく発達し、地表に雨をもたらす。寿命も63分と長かった。case 1 の結果と比較すると case 7 での積雲の発達は顕著である。一方、高温域の大きい case 6 の30分の状態を初期状態とし、高温域の大きさが変化しないよう地表の気温を一定とした case 8 では、雲は形成されたが、その雲は case 6 におけるほど発達せず、寿命も34分と case 6 より15分短かった。つまり、地表の高温域を一定に保つように供給された熱エネルギーは、case 7 では形成された積雲がより発達するよう作用したが、高温域が case 7 より大きい case 8 では積雲の発達を抑制するように作用した。

case 5~case 8 の結果は、より広い高温域に伴う局地循環は、大気成層を対流雲の形成やその後の発達にとって必ずしもより好ましい状態を作り出すとは限らないことを示している。この現象は、積雲対流における卓越する規模の問題と多くの類似点があると考えられる。理論的な説明は将来に残しておくとして、高温域の広さの影響は、現象論的には次のように説明される。

より狭い高温域は、より狭い領域により激しい運動を伴う局地循環を生じる。半径2km程度の狭い高温域は短時間のうちに大きな上昇流を中心部に形成し、多くの水蒸気を中心部に集める。この結果、雲が早い時間に形成されるが、この雲は小さく短命である。一方、半径が8km程度の広い高温域は非常に緩やかな運動を大きな領域に伴う。中心に向かう空気の移流が高温域の気温を端から徐々に下げることになり、地表気温の低下を止めるようなエネルギーの供給が無い場合には、時間がたつにつれて実質的な高温域は縮小していく。局地循環はより狭い領域でより激しい運動となり、ついには中心部に多くの水蒸気が集積され大きな上昇流が生じ、積雲が形成される。また、もし移流による気温の低下を止めるよう熱エネルギーが供給されると、高温域の大きさに見合った激しさの局地循環が継続することになる。このため、広い高温域に伴う局地循環が作る成層は、必ずしも積雲が形成されやすい状態でなく、その後の発達に適しているものではないことになる。

最後に、ここで得た数値実験の結果から、都市のヒートアイランドと積雲の形成・発達との関係を考察しておく。

3 m/s 程度の一般風があっても、都市のヒートアイランドによる循環は消滅しないし無風の場合との差も大きくないと考えられている（河村，1979）。また、現状の東京にほぼ相当する $0.2 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min})$ だけ大気が加熱されると、一辺が 10 km の都市域の中心部での昇温は 2.4°C になる（科学技術庁資源調査会，1976）。さらに、大気成層の状態も数値モデルの最後の節で述べたように、実際の観測データを基にしている。これらのことから、case 1～case 3 の状態、中心部と周辺との気温差が $1^\circ\text{C}\sim 2^\circ\text{C}$ で半径が 4 km 程度の高温域は実際の都市のヒートアイランドを単純化したモデルと考えても大きな問題はない。したがって、大気成層がやや不安定で風が弱い場合という限られた条件下ではあるが、中心部で周辺より 1°C 位気温が高く、半径 4 km 程度の都市のヒートアイランドは積雲を形成すると考えられる。

現実の都市では大きな規模の都市ほど都心と郊外との気温差は大きいのが一般的である。しかしながら、都市内外の気温差は人口と関係の深いことが一般に認められている（河村，1979）が、都市の水平規模と気温差の関係や気温差の日変化などはまだ明確になっていない。都市の規模とヒートアイランドの大きさの関係については、ヒートアイランドの形成機構にも関係してくる問題であり、この事に関しては未解決の項目が多くある。したがって、積雲の形成とその後の発達に及ぼす都市の規模の影響についての結論は出せない。ただし、高温域の半径の影響を調べた case 5～case 8 の結果から、都市の規模の影響についてはスケールの問題が介在しており、積雲の形成とその後の発達について、より大規模な都市がより顕著な影響を及ぼすとは限らないことは指摘できる。

謝 辞

数値実験は、第 4 研究部のご協力を得て、当センターの ACOS-600 を用いて行なった。メモリー量は 41 kw であった。記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) Bhumralkar, C. M. (1973): An observational and theoretical study of atmospheric flow over a heated island: Part I and Part II. *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 719-745.
- 2) 科学技術庁資源調査会 (1976): 我が国におけるエネルギー消費と気象に関する調査報告. 57-74.
- 3) 河村武編(1979): 都市の大気環境. 5-13, 156-157 参照. 東大出版会.
- 4) Ochs, H. T. (1975): Modeling of cumulus initiation in METROMEX, *J. Appl. Meteor.*, **14**, 873-882.
- 5) Ogura, Y. and N. A. Phillips (1962): Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173-179.
- 6) Malkus, J. S. and M. E. Stern (1953): The flow of a stable atmosphere over a heated island, Part I. *J. Meteor.*, **10**, 30-41.
- 7) 米谷恒春(1979): 地表の高温域による大気成層の変質とそれが対流雲の発達に及ぼす影響——数値実験. 国立防災科学技術センター研究報告, **22**, 63-81.

(1980年6月7日 原稿受理)