

エアロゾルに起因する都市域における局所的降雨の発生メカニズムの解明と雲物理実験に基礎を置く降雨予測シミュレーション手法の開発

研究代表者 研究員 山田 正 (中央大学理工学部土木工学科)
 共同研究者 研究員 榎山 和男 (中央大学理工学部土木工学科)
 共同研究者 研究員 平野 廣和 (中央大学総合政策学部)
 共同研究者 客員研究員 播磨屋敏生 (北海道大学大学院理学研究科)
 共同研究者 客員研究員 福山 力 (国立環境研究所大気圏環境部)

1 はじめに

近年頻発している集中豪雨及びそれに伴う河川氾濫、少降雨による干ばつや渇水などといったこれらの災害は、地上の生物の生産活動をときに生命をも脅かす深刻な問題として挙げられる。河川の下流域に集中する都市域の気象現象は、都市境界層の大気状態や産業活動による排熱等が及ぼす影響を明確に捉えることが要求される。しかし、降水の微物理過程の研究は、野外での大気観測の技術的な困難さや現象の一過性等の問題が存在するため、再現性に富んだ実験施設による検証が期待される。ここに著者らは、これまでに十数回にわたって、鉛直立坑を用いた準実スケールの雲物理実験や航空機による大気観測さらにレーダ雨量計による降雨分布測定を行ない、前述の問題に対し実現現象の解明に努めてきた。これまでの研究により、大気中に存在するエアロゾルが、降水の微物理過程に及ぼす影響は極めて重要であるということを実験的及び理論的に検証することができた。本研究ではこれまでの雲物理実験の知見より構築した、エアロゾルの存在を考慮した降雨モデルを用いて、都市域にもたらされる局所的降雨の数値シミュレーションを行った。これにより都市域特有の熱の上昇風や人工的に供給されるエアロゾルが降雨発生過程のメカニズムや発生後の降雨に及ぼす効果を明らかにすることが可能と

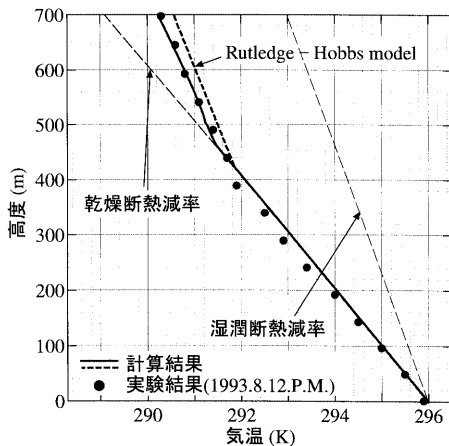


図1 気温の鉛直分布
(改良したモデルによる計算結果は従来のR-Hモデルに比べ、実験結果とよく一致している。)

表1 水蒸気から雲水への凝結項

$$PCOND_i = \frac{dm(r_i)}{dt} = \frac{4\pi N_{0i} \rho_w r_i^2}{r_i A} \left\{ \left(\frac{e}{e_0} - 1 \right) - \frac{3.6 \times 10^{-5}}{r_i T} + \frac{8.6 M_i'}{r_i^3 M_N} \right\} \quad (1)$$

$$r_i = \sqrt[3]{\frac{3m_i}{4\pi \rho_w N_{0i}}} \quad A = \frac{l^2 \rho_s}{R_a T^2 a} + \frac{\rho_s R_a T}{D e_0} \quad i=1 \sim 5$$

N_0 : 代表雲粒個数(Count/cm³), r : 雲粒の半径(cm), ρ_w : 溶液(滴)の密度(g/cm³)
 ρ_a : 乾燥大気密度(g/cm³), T : 温度(K), M_N : 溶質の分子量, e : 気圧(hPa)
 e_0 : 温度 T (K)における平らな水面に対する飽和水蒸気圧(hPa), M' : 溶質の質量(g)
 m : 雲水量(g/cm³), l : 潜熱(J/kg), D : 空気中における水蒸気分子拡散係数(m²/s)
 ρ_s : 溶液の密度(kg/cm³), a : 空気の温度拡散定数(m²/s), R_a : 気体の状態定数(J/kg/K)

$$PCOL_i = \frac{dm(r_i)}{dt} = \sum_{s=1}^i \pi r_i^2 [V(r_i) - V(r_s)] \cdot E(r_i, r_s) \cdot m(r_s) \cdot n(r_i) \quad (2)$$

ただし $r_i > r_s$
 $m(r)$: 雲水量(g/cm³), $V(r)$: 落下速度(cm/s), $E(r_i, r_s)$: 捕捉率, $n(r)$: 空間数濃度(cm⁻³)

なった。本研究は、都市域の降水過程の大気におけるエアロゾルの影響を力学的・化学的に明らかにすることを旨とする。

2 長大立坑を用いた準実スケールの雲物理実験

2.1 実験施設概要

著者らは、これまでに鉱山にある長大立坑を用いて雲及び降雨の形成に関する微物理過程の解明を目的とした準実スケールの雲物理実験を行ってきた。実験はこれまで北海道上砂川町にある上砂川立坑で5回、岩手県釜石市にある釜石鉱山内の立坑で6回の計11回行っている。この実験に用いた測器や測定方法の詳細は文献[1]を参照願いたい。

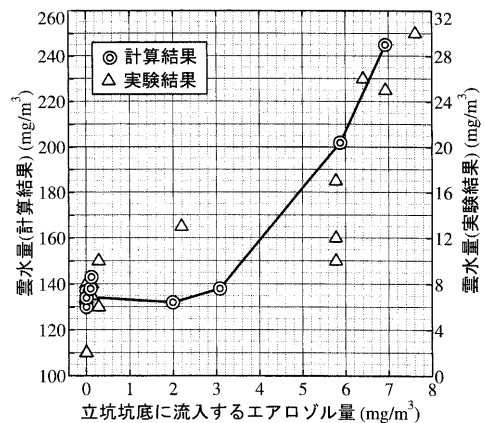


図2 エアロゾル量と雲水量の関係
(雲水量に関して計算結果は実験結果に定性的に一致している。)

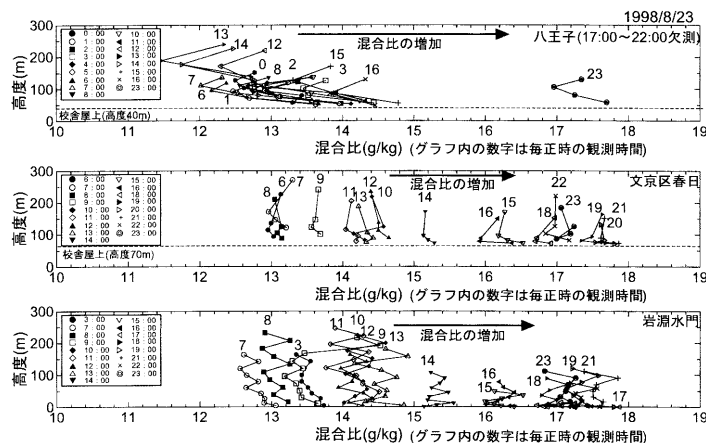


図3 地上の各観測地点における水蒸気混合比の鉛直分布
(海風の進入時刻は都心で13:30、郊外の八王子で14:30であった。水蒸気混合比は都心で13時以降、八王子で14時以降に急増した。)

2.2 実験の結果と再現モデルの構築

雲物理実験により著者らは、水蒸気不飽和での水蒸気の変質を観測することができた。これにより著者らは雲粒子形成の核として親水性・溶解性に富んだ、乾いたエアロゾル粒子の存在→エアロゾルの活性化→水蒸気の凝結というプロセスが存在し、雲粒子の形成における本質であることを明らかにした。著者らはこれらの現象を理論的に検証するために、再現計算を行った。再現計算には降水の代表的なモデルの1つである Rutledge and Hobbs[2]モデル(以下R-Hモデル)を基として、既存式に導入されていないエアロゾルの効果を考慮した改良モデルを用いている。水蒸気から雲水への凝結項に、エアロゾルを考慮したバルクパラメータを導入することで、エアロゾルの存在が雲粒形成過程に及ぼす効果を厳密に再現することが可能となった。ここでは水蒸気から水滴への凝結項(表1)のみを示す。図1、図2はそれぞれ立坑内の気温の鉛直分布及び雲水生成量の実測値と計算値である。観測値の気温減率は雲の発生が確認されている高度450[m]より下では1.0[K/100m]、高度450[m]より上では約0.42[K/100m]と変化している。これは水蒸気が凝結するとき放出する潜熱のためである。計算結果は、R-Hモデルに比べ気温の実測結果をよく再現し、雲水量の実験結果も定性的に一致していることから本モデルの降水モデルとしての妥当性を示すことができる。

3 航空機による都市上空の大気観測と地上観測

関東地方で発生する降雨は、大分類すると山地部の地形性降雨と都市部の局所的降雨に分類することができる。これらの短時間に発生・消滅する降水機構の解明するために、航空機による関東平野上空の大気観測及び地上観測を行ない、大気中のエアロゾルや水蒸気量に着目

して解析した。

3.1 地表付近における水蒸気混合比とエアロゾル数濃度の挙動

図3は東京都北区の荒川岩淵水門、文京区春日(中央大学後楽園キャンパス)、八王子市(中央大学多摩キャンパス)での水蒸気混合比の鉛直分布の時間変化である。この日、風向風速の観測結果から海風の侵入時刻は都心部で13時30分、郊外の八王子で14時30分であった。また水蒸気混合比の鉛直分布から、岩淵水門と文京区春日で13時以降に水蒸気が急増し、八王子では14時以降に急増していた。図4は、図3と同一日における文京区と八王子で観測された大気中のエアロゾル数濃度の時

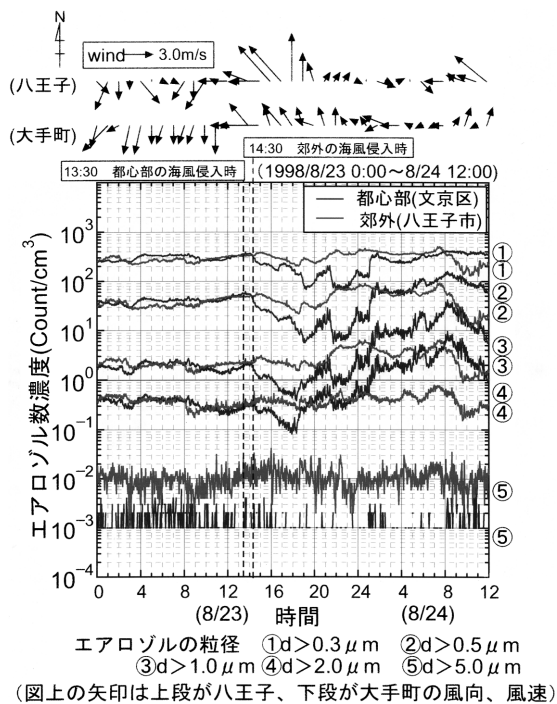


図4 地表付近のエアロゾル数濃度の時系列
(陸風時は都心部郊外ともにエアロゾル数濃度の変動がなく、海風発生時は都心部でエアロゾル数濃度が不規則に変動し減少した。)

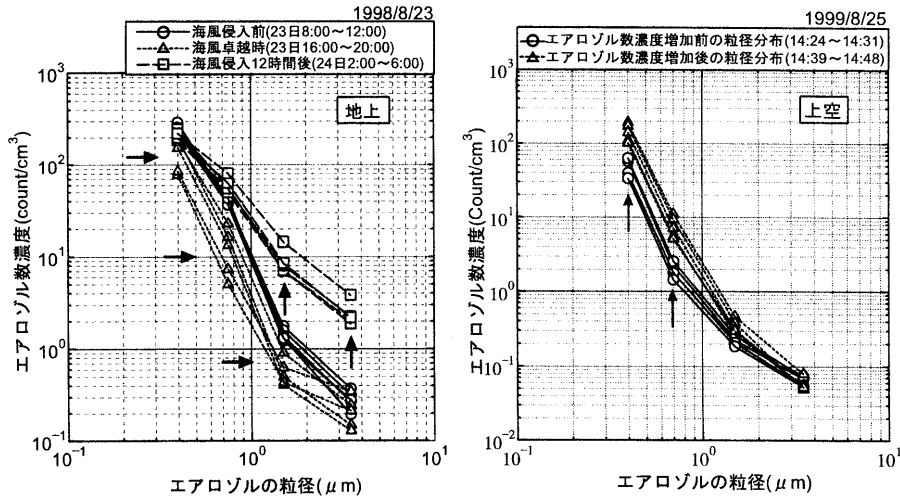


図 5.6 地上と上空におけるエアロゾルの粒径分布
(海風進入後、地上では 1.3, 3.2[μm]のエアロゾルが増加し、高度 500[m]の上空では 0.39, 0.70[μm]のエアロゾルが増加する。)

系列である。陸風時は都心部、郊外ともにエアロゾル数濃度の変動がなく、海風発生時は都心部でエアロゾル数濃度が不規則に変動し、減少していた。海風が止んだ翌日の午前 2 時頃に全粒径においてエアロゾル数濃度の変動がなくなった。図 5 は同日の都心部（地表付近）で測定した海風侵入前、海風卓越時、翌日午前 2 時のエアロゾル数濃度の粒径分布である。○印が水蒸気混合比増加前の粒径分布で△印が水蒸気混合比増加後の粒径分布である。海風卓越時の代表粒径が 0.39, 0.70, 1.3[μm]の粒径は海風侵入前と比べ 1/3~1/10 程度の数濃度に減少しており、翌日午前 2 時の粒径分布では 1.3[μm]と 3.2[μm]の粒径が海風侵入前と比べ約 10 倍の数濃度に増加している。これは海塩粒子の粒径 ($0.1 < d < 10$

[μm]) を考慮すると、大気中に増加したエアロゾル数濃度には 1[μm]以上の海塩粒子の割合が大きいと考えられる。すなわち、地上付近では海風の侵入により水蒸気混合比が増加し 1.0[μm]以上のエアロゾルが増加する。

3.2 都市の上空における水蒸気混合比とエアロゾル数濃度の挙動

図 7 は、前述の海陸風発生日に航空機により観測した桐生市-江戸川区間の上空大気のエアロゾル数濃度と水蒸気混合比の時系列である。この区間の飛行高度は 500 [m]である。図 7 の 14:34 頃の水蒸気混合比の増加は海風によるものと考えられ、このときのエアロゾル数濃度の粒径分布が図 6 である。水蒸気混合比の増加前後でエアロゾルの代表粒径が 0.39[μm]と 0.70[μm]のものは約 5 倍増加していることがわかる。このことから高度 500[m]において、水蒸気を含んだ気塊には 1.0[μm]以下の海塩粒子の割合が大きいと考えられる。つまり上空 500[m]では地上とは異なり、海風の侵入により 1.0[μm]以下のエアロゾル数濃度の増加とともに水蒸気混合比が増加するものと推定される。

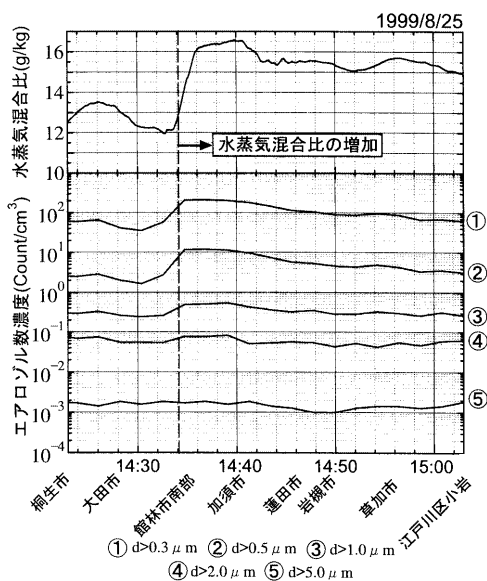


図 7 上空500[m] (桐生-江戸川区間)の水蒸気混合比とエアロゾル数濃度の時系列
(14:34 に海風進入時の水蒸気の供給により水蒸気混合比は急増している。エアロゾル数濃度は 0.39, 0.70[μm]の粒子のみ増加した。)

4 降水モデルの実大気への適用 4.1 計算の概要及び計算条件

2.2 で記したエアロゾルの存在を考慮した降雨モデルを用い、数値実験を行った。計算条件と計算領域を表 2、図 8 にそれぞれ示す。本計算は鉛直 2 次元の領域においてヒートアイランドを想定した熱的上昇風を与え、エアロゾルが都市域の降雨に及ぼす影響を数値実験によって試みるものである。水平方向に 128[km]、鉛直方向に 10[km]の計算領域を設け、 $\Delta X = 500$ [m]、 $\Delta Z = 100$ [m]として、計算領域の中央部 32[km]区間を都市域に

表2 計算条件

$\Delta t=10(sec), \Delta X=500(m), \Delta Z=100(m)$						
q_v	I.C.	R.H.=100%	B.C. (上端)	$\frac{dq_v}{dZ}=0$	B.C. (下端)	R.H.=100%
q_c		0.0(kg/kg)		$\frac{dq_c}{dZ}=0$		$\frac{dq_c}{dZ}=0$
$q_{r,i}$		0.0(kg/kg)		0.0		$\frac{dq_r}{dZ}=0$
T		地表面(Z=0m) 303.16(K) 標準大気の 断熱減率 0.66(K/100m)		$\frac{\partial T}{\partial Z}=0$		初期値固定
エアロゾル(NaCl):分子量(58.44)						

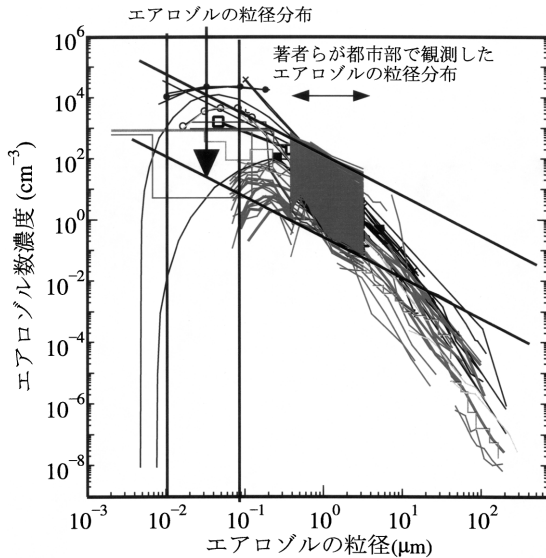


図9 大気中のエアロゾル粒径分布

(世界各地で観測された大気中のエアロゾル粒径分布と東京都文京区(中央大学後楽園キャンパス)で観測したエアロゾル粒径分布(中央部分)。大気中に $d=0.03\mu m$ のエアロゾルが $100\sim 10000(cm^{-3})$ 存在するものとする。)

見立て Gauss 分布で上昇風を鉛直一様に与えた。また、領域内には鉛直一様に $10[m/sec.]$ の水平風を与えた。夏期を想定し、地表面の気温を $30[^\circ C]$ 、領域内に流入する大気は鉛直一様に相対湿度 $100[\%]$ を与えている。図9に Junge ら [3] による世界各地のエアロゾルの粒径分布と著者が本学後楽園キャンパス6号館屋上にて計測したエアロゾルの粒径分布を示す。本解析では大気中の数濃度が最も高く、雲の生成量を決定するとされる $d\approx 0.03[\mu m]$ の粒子(NaCl)をエアロゾルの粒径の代表として用いた。著者が測定した粒径分布(中央部分)の勾配から $d\approx 0.03[\mu m]$ の粒子の数濃度は $100\sim 10000[cm^{-3}]$ と推定し、これを計算に用いる。

4.2 計算結果とその考察

図10は定常状態($t=10000[sec.]$ とする)に達した大気中に含まれるエアロゾル数濃度を $100\sim 10000[cm^{-3}]$ でそれぞれ与えたときの降雨強度分布を示している。計算領域内のエアロゾル数濃度の増加に伴い地上

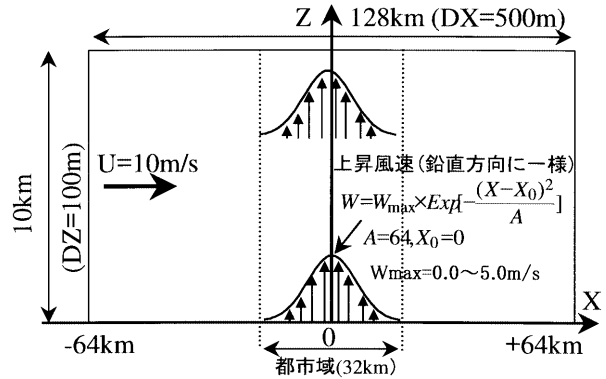


図8 計算領域

(計算領域の中央部 $32[km]$ 区間を都市域に見立て、上昇風は中心が最大風速となるような Gauss 分布で与えた水平風は鉛直一様に $10[m/sec.]$ で与えた。)

の降雨強度は強くなり、数濃度 $10000[cm^{-3}]$ 程度から降雨強度は頭打ちとなった。実測したエアロゾル数濃度が $100\sim 10000[cm^{-3}]$ であるから、この結果は都内の大気状態において理論上の最大降雨強度に達し得ることを示している。また、エアロゾル数濃度の増加に伴い、降雨強度のピーク地点が上昇風の中心地点に近づいている。図11は都市域における上昇風を変化させたときの降雨強度分布の変化を示している。上昇風が強くなるのに伴い、降雨強度も強くなるのがわかる。しかし、上昇風の変化と降雨強度のピーク値の位置変化に関しては密接な関係は認められない。次に図12にエアロゾル数濃度を $10000[cm^{-3}]$ 、上昇風速 w を 0.5 (左図)、 2.0 (右図)[$m/sec.$]と与えたときの降雨強度の時系列をそれぞれ示す。この図から雨粒発生までの時間が上昇風速の大きさに伴って短くなっているのがわかる。このことは地表面加熱差が顕著に見られるとき、対流圏内に短時間(約 $2000[sec.]\approx 30[min.]$)で降雨が発生することを示唆する。また、地上降雨強度のピークを示す位置は $X=10[km]$ の地点であり、その位置は上昇風の大きさに依らない。さらに降雨強度の高い値の位置を追っていくと、ピーク値到達後は右図・左図ともに水平風とは逆向きに減衰しながら移動しているのがわかる。このような降雨が逆向きに移動する理由としてその詳細はまだわかっていないが、力学的条件のみで新たな現象を見ることができた。

5 まとめ

1) 本論文において著者が構築したエアロゾルの存在を考慮した降雨モデルを用いることにより、実験立坑内における雲物理過程を正確に再現できることがわかった。

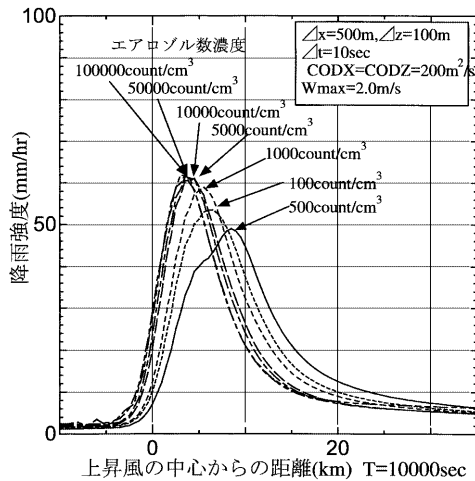


図 10 エアロゾル数の変化と降雨強度
(エアロゾルが増加すると降雨強度は強くなる。)

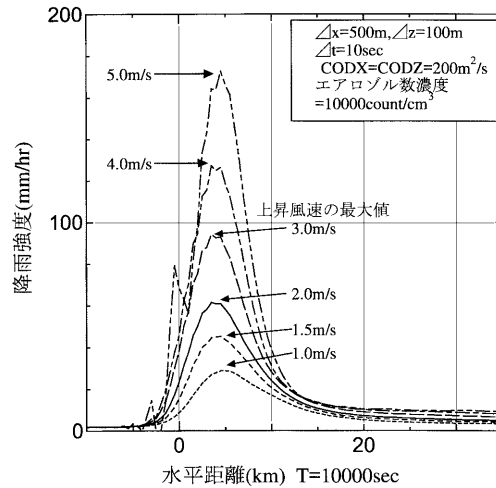


図 11 上昇風速の変化と降雨強度
(上昇風が強くなると降雨強度も強くなる。)

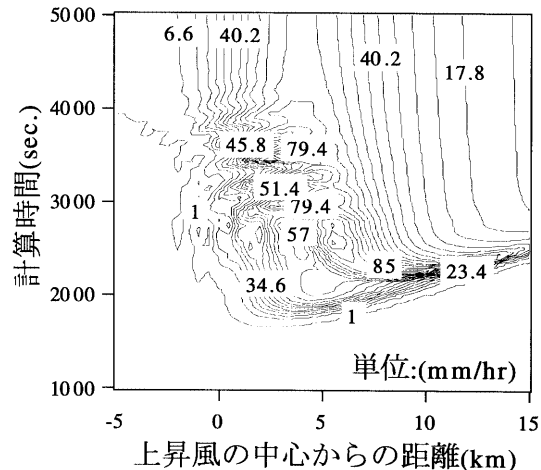
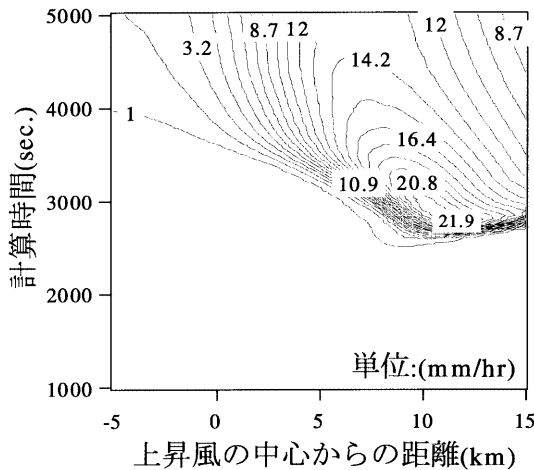


図 12 地上降雨強度分布の時間変化の比較

(最大上昇風をそれぞれ 0.5, 2.0[m/sec.] で与えたときの地上降雨強度の時系列から、以下のことが言える。①雨粒発生までの時間は上昇風速が大きいほど早い。②降雨強度のピークを示す位置は $X=10$ [km] で上昇風の大きさに依らない。③降雨強度の高い値の位置を追っていくと、ピーク値到達後はともに減衰し、水平風の風上側へ移動する。)

2) 関東平野における海風侵入時には地上では $1.0[\mu\text{m}]$ 以上のエアロゾル粒子が増加、 $1.0[\mu\text{m}]$ 以下の粒子は減少するのに対し、高度 $500[\text{m}]$ の上空では逆の結果が得られた。

本モデルを用いた数値シミュレーションの結果より、以下 3) ~ 7) のことがわかった。

3) 大気中のエアロゾル数濃度の増加に伴い、地上の降雨強度は増加する。

4) 上昇風の増加に伴い、地上の降雨強度は増加する。

5) 雨粒発生に至る時間は上昇風速が大きいほど短い。

6) 降雨強度がピークを示す位置は上昇風の大きさに依らない。

7) 上昇風の中心位置より風下にもたらされた強い降雨域は時間の経過とともに減衰し、水平風の風上側へ移動する。

参考文献

- [1] 山田正ら：大気中のエアロゾルが降雨現象に及ぼす影響に関する研究，土木学会論文集 No.614, II-46, pp.1-20, 1999.
- [2] Rutledge, S.A. and Hobbs, P. V. : The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. V III : A model for the "Seeder-Feeder" process in warm-frontal rainbands, *Jour. Atmos. Sci.*, 40, pp. 1185-1206, 1983.
- [3] Junge, C. E.: Chemistry and Radioactivity, Academic Press New York, N.Y. 1963.