

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 櫻山 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工学研究科)
共同研究者 客員研究員 福山 力 (国立環境研究所技術開発推進部)

1 はじめに

山地で発生する地形性降雨や都市域での対流性降雨の中でも、特に局地災害をもたらす突発性の集中豪雨の事前予測は防災に直結する為、詳細かつ正確に予測する降雨モデルの開発が切望されてきた。これまで多くの降雨モデルが開発されてきたが、雲の微物理観測と数値計算の比較を行った例は多くない。その理由として観測した雲の構造は不確定要素が多く、必ずしも再現計算された雲の構造と類似しないことが挙げられる。従来に行われてきた雲の微物理過程の研究は実験室で行う規模の再現実験や数値シミュレーションによる模擬再現に留まっていた。このような従来の雲生成の微物理過程の研究では、温暖化による大気中の気温分布の変化や NO_x, SO_x 等を含む吸湿性エアロゾルが雲生成に与える影響の定量的評価を行うことができなかった。その為、人工的にコントロールされた条件で雲を生成、観測し、数値シミュレーションの再現性の検討を行うこと、地球大気や吸湿性エアロゾルが降雨に及ぼす影響の定量的な把握する目的のためには実スケールの雲物理実験を行う必要があった。

そこで、山田、日比野、藤吉、播磨屋ら (1995) は坑山内の立坑 (上砂川立坑全長 730(m), 釜石立坑全長 425(m)) を用いた実スケールの雲物理実験施設を考案し、雲の生成過程の解明する実験研究を行った。この実スケール実験により凝結核の化学的性質により不飽和大気中においても雲水が生成されることを確認した。さらに、雲内外における気温、湿度、気圧の変化を捉え、水蒸気が凝結し雲水へと相変換する際の潜熱の放出、水蒸気量の減少や雲底より高度が上がるに従い大粒径の雲粒の数濃度が増加していることを確認し、従来の室内実験や数値シミュレーションによる雲生成の再現実験では得られなかった多くの成果を挙げてきた。

さらに山田、斎藤 (1996) は、Rutledge and Hobbs の降雨モデル中の水蒸気から雲水への転換項に凝結核の効果を考慮したバルク式降雨モデルを構築した。実験結果との

比較検討の結果、同モデルの妥当性を明らかとした。同モデルにおいて水蒸気の雲水への転換項は凝結核のもつ化学的性質を Rault の法則で、粒子の持つ曲率を Kelvin の式で考慮している。同モデルによって凝結核の化学的性質、粒子数濃度、粒径が雲水発生量に及ぼす影響を明らかにした。山田、松浦 (1999) は単一粒径の凝結核のみを考慮していた降雨モデルを複数の粒径を考慮し、大気中の粒径分布を詳細に表現することでより自然大気に近い条件で計算することのできる降雨モデルへと改良した。凝結核に粒径分布を与えたことで、凝結成長の速い粒径の特定し、粒径分布による発生雲水量の定量評価を行った。さらに山田、萬矢 (1998) は雲粒が複数の粒径を持つことで発生する雲粒同士の衝突併合成長を考慮した降雨モデルへと改良を加えた。この降雨モデルは雲物理実験の実測結果と比較検討され、各高度の気温変動を表現することが可能であることが確認され、その妥当性が明らかとなった。本研究ではこれまでに得られた研究成果の上に、上昇風速が雲の微物理過程に及ぼす影響を調べることを目的とし、雲物理モデルと観測結果の比較を通して著者らが提案する雲物理モデルの妥当性を考察している。

2 実験方法

2.1 雲物理実験施設の概要

図 1 に釜石立坑実験施設の概略図を示す。上砂川立坑、釜石立坑は共に立坑上端に設置した大型ファンにより空気を上端に移送させる過程で発生する雲水を観測する実験施設である。釜石立坑上端には 2 基の大型ファンを設置しており、3 通りの上昇風を与えた実験を行う。さらに下端で溶液噴霧を行い、立坑内に流入する空気中のエアロゾル数濃度を増加させた。上端、下端それぞれに図中に記す観測機材を設置し定点観測を行った。立坑内気温の鉛直分布は、各高度に 15 個のサーミスタ温度計を設置し計測を行った。

2.2 実験項目

表 1 に実験条件の一覧を示す。表中の case のほかに溶

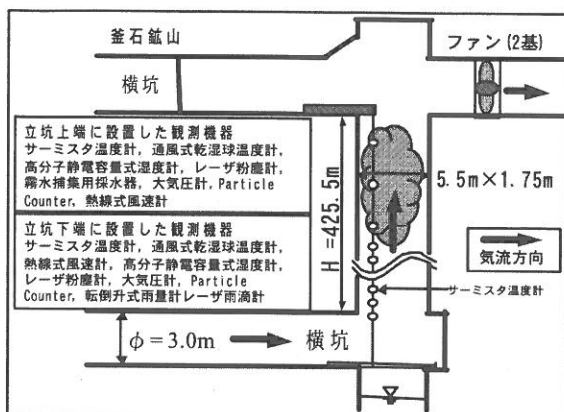


図1 立坑雲物理実験施設概略図

立坑内を湿った空気とエアロゾルが上昇し雲が作られる。上端に設置した大型ファンにより、3通りの上昇風速を発生させ、下端に設置した溶液噴霧器により立坑内に流入するエアロゾル濃度をコントロールしている。

表1 エアロゾルとして噴霧した溶液一覧

Case	溶質	溶液濃度	噴霧速度	上昇風速
back ground	-	-	-	1.6, 2.0[m/s]
Case1	NaCl	10 [g/L]	1.93 [kg/hr]	1.6, 2.0[m/s]
Case2	NaCl	200 [g/L]	1.59 [kg/hr]	1.6, 2.0[m/s]
Case3	(NH ₄) ₂ SO ₄	200 [g/L]	1.93 [kg/hr]	1.4, 2.0[m/s]
Case4	(NH ₄) ₂ SO ₄	200 [g/L]	0.49 [kg/hr]	1.4, 2.0[m/s]
Case5	LiCl	10 [g/L]	0.16 [kg/hr]	1.6[m/s]
Case6	LiCl	200 [g/L]	0.24 [kg/hr]	1.6[m/s]
Case7	NaHSO ₃	0.1 [g/L]	1.99 [kg/hr]	2.0[m/s]
Case8	NaHSO ₃	1 [g/L]	1.87 [kg/hr]	2.0[m/s]
Case9	NaHSO ₃	10 [g/L]	1.92 [kg/hr]	2.0[m/s]
Case	溶質	溶液濃度	噴霧速度	上昇風速
back ground	-	-	-	1.4[m/s]
Case10	(NH ₄) ₂ SO ₄	10 [g/L]	1.33 [kg/hr]	1.4, 1.8, 2.4[m/s]
Case11	NaCl	10 [g/L]	1.07 [kg/hr]	1.4, 1.8, 2.4[m/s]
Case12	NaHSO ₃	0.1 [g/L]	1.08 [kg/hr]	2.4[m/s]
Case13	LiCl	10 [g/L]	0.85 [kg/hr]	1.4, 1.8, 2.4[m/s]
Case14	NaHSO ₃	1 [g/L]	0.96 [kg/hr]	2.4[m/s]

液の噴霧を行わずとも立坑内に本来存在する粒子により上昇風速を与えると凝結が生じる。溶液噴霧を行わない状態を background とし、溶液噴霧時との比較も行った。

3 気温の鉛直分布

3.1 定常風速における気温の変化

図2に上砂川立坑で計測した気温、相対湿度の鉛直分布を示す。実験で雲水の発生を確認した高度440(m)以下では、気温は乾燥断熱減率に従い減少し、相対湿度は直線的に増加している。雲底高度以下の390(m)から相対湿度の増加率は減少し高度700(m)の相対湿度であっても飽和には達しない。不飽和気中において凝結し、雲底高度以上での気温勾配は湿潤断熱減率に比べ乾燥断熱減率側に傾いたと考えられる。

図3に水蒸気混合比の鉛直分布を示す。雲底高度は440

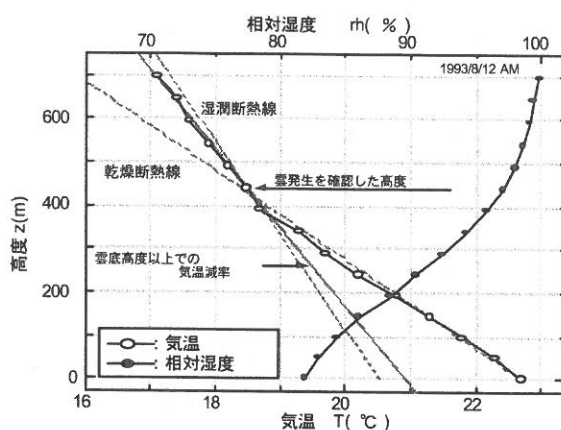


図2 気温、相対湿度の鉛直分布

不飽和気中において凝結した為、雲底高度以上での気温勾配は湿潤断熱減率に比べ乾燥断熱減率側に傾斜していると考えられる。

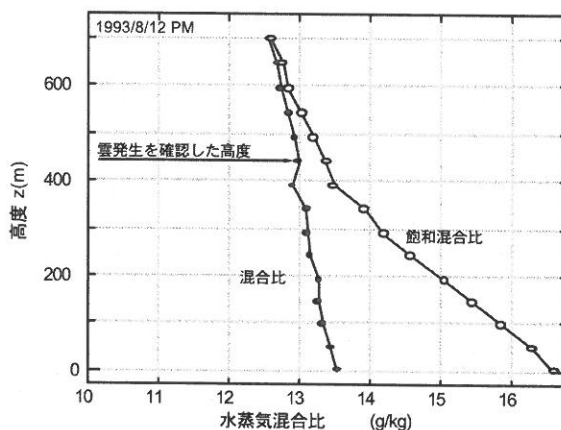


図3 水蒸気混合比の鉛直分布

水蒸気混合比は全高度を通して減少傾向にあり、気温勾配が変わる高度440(m)以下でも水蒸気の凝結が生じていた事がわかる。

(m)であったが水蒸気混合比は全高度を通して減少しているため、気温勾配が変わらない程度の凝結が生じていたと考えられる。

3.2 上昇風速による気温の鉛直分布

図4は釜石立坑において計測した高度別の気温の時系列である。図に高度0, 10, 40, 70, 100, 200, 270, 340, 410, 425(m)の10点の観測結果を記した。立坑内の気温に日変動は見られないが、溶液噴霧を行っている時間帯のみ下端から高度100(m)までの範囲で気温の上昇を確認した。

図5は case3 における立坑内の気温の鉛直分布を示す。case3は上昇風速を $v=1.4$ (m/s), 2.0 (m/s) の条件で実験を行い、いずれの条件においても40(m)付近で雲発生を確認した。従来、雲内の気温は湿潤断熱減率に従うと考えられていた。しかし、上砂川、釜石の両立坑の実験結果は

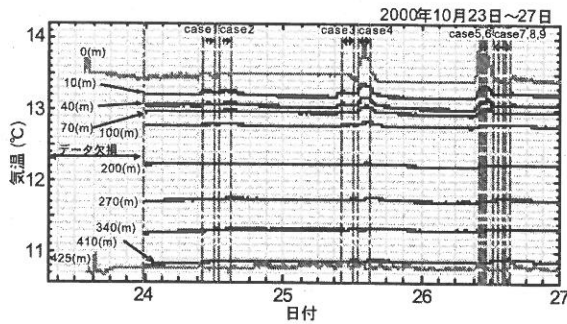


図4 高度毎の気温及び上昇風速の時系列

(background, 溶液噴霧を行っているとき共に気温の変動は0.1(K)にも満たない。backgroundの気温は常時一定であるが、溶液噴霧を行った際にはbackgroundより気温が上昇している。)

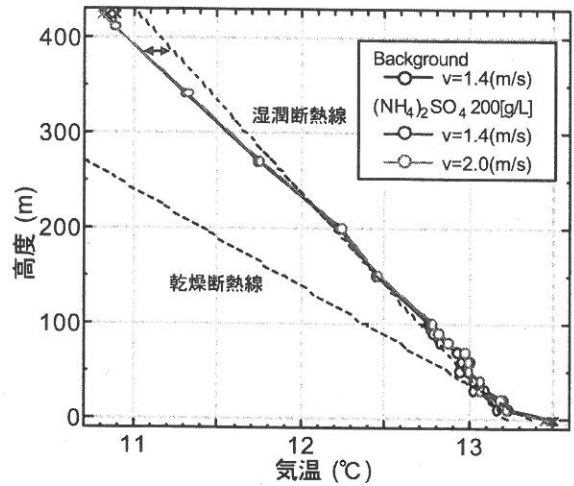


図5 background と case3 の気温の鉛直分布

(background, 溶液噴霧時のいずれの上昇風速においても、高度200(m)以上の気温減率は湿潤断熱減率から乾燥断熱減)

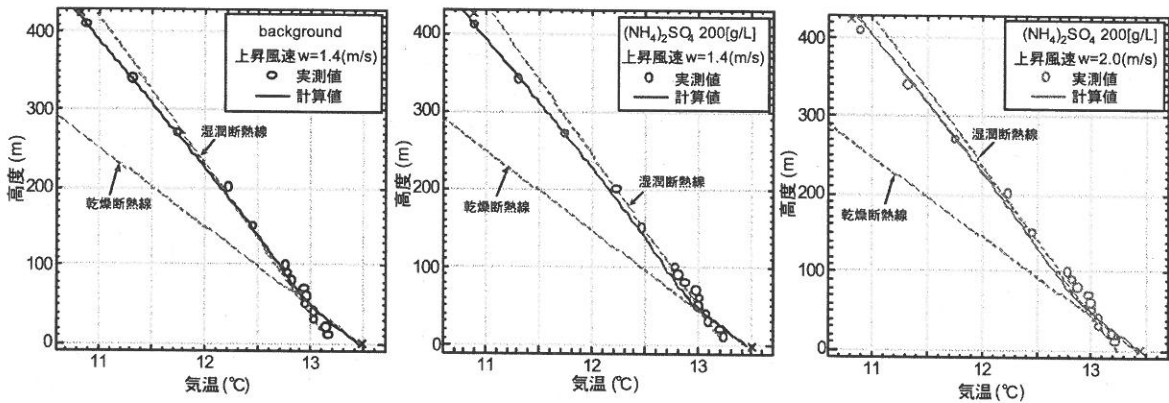


図6 background と case3 の気温の鉛直分布再現結果

(雲底高度以下における乾燥断熱減率、雲底高度から高度200(m)までの湿潤断熱減率、高度200(m)以上の湿潤断熱線から乾燥断熱線に傾いた気温勾配の3つの気温分布は、いずれの計算においても再現できた。)

共に雲内の気温減率は湿潤断熱減率よりもわずかに乾燥断熱減率側に傾いていることが確認できた。但し、釜石では background, 溶液噴霧時ともに雲底高度 30(m) から 200(m) の範囲では湿潤断熱減率に従った温度勾配も計測されている。

3.3 数値モデルによる再現計算

表 2 に著者が構築した降雨モデルの凝結項を示す。凝結式にはラウールの法則で親水性物質による水滴の蒸発しにくさ、水蒸気の凝結し易さを考慮している。さらにケルヴィンの式で雲粒の曲率による蒸発し易さの効果も考慮している。

図 6 に background と case3 の上昇風速 1.4(m/s), 2.0 (m/s) の再現計算結果を示す。雲底高度以下における乾燥断熱減率、雲底高度から高度 200(m) までの湿潤断熱減率、高度 200(m) 以上での気温減率が再現されている。溶液噴

表 2 凝結項

$$PCOND = \frac{dm(r)}{dt} = \frac{4\pi N_0 \rho_w r^2}{rA} \left[\left(\frac{e}{e_0} - 1 \right) - \left(\frac{2\sigma}{n_s k T} \right) \frac{1}{r} + \left(\frac{iM_s M_w}{4/3\pi \rho_s M_N} \right) \frac{1}{r^3} \right]$$

従来の式 ケルビン効果 ラウール効果

$$A = \frac{l^2 \rho_s}{R_w T^2 a} + \frac{\rho_s R_w T}{D e_0}, \quad r = \sqrt{\frac{3m}{4\pi \rho_w N_0}}$$

N_0 : 代表雲粒数濃度 (Count / cm³), r : 雲粒の半径 (cm), ρ_w : 溶液(滴)の密度 (kg / cm³)
 ρ_s : 乾燥大気密度 (g / cm³), M_s : 溶質の分子重, M_w : 溶質の質量 (g), T : 気温 (K)
 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), e : 水蒸気分圧 (hPa)
 n_s : 単位体積の水に含まれる H₂O 分子の数, σ : 水の表面張力 (erg / cm²), l : 潜熱 (J / kg)
 m : 雲水量 (kg / cm³), D : 空気中における水蒸気分子拡散係数 (m² / s), k : ボルツマン定数 (J / K)
 ρ_s : 溶質の密度 (kg / cm³), a : 空気温度拡散定数 (m² / s), R_w : 気体の状態定数 (J / kg / K)
 $\frac{M}{r^3 M_N}$: 1つの微水滴内に含まれるエアロゾルのモル濃度 (mol / cm³)

霧を行った際の気温の鉛直分布は上昇風速 1.4(m/s) に比べ 2.0(m/s) の気温減率は小さくなっている。

図 7 は再現計算による相対湿度の鉛直分布である。雲底高度は図中で相対湿度の極大値となる高度であり、上昇風速が大きいく程雲底高度は高く、雲底高度が高湿度となった。

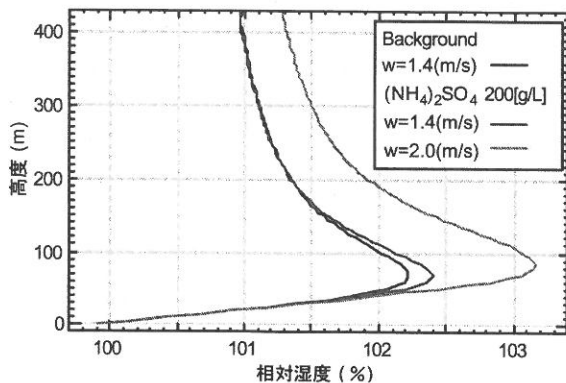


図7 再現計算結果の相対湿度の鉛直分布
 (相対湿度が極大値となった高度が雲底高度と一致する。上昇風速が大きい程、雲底高度は高く、高湿度となった。)

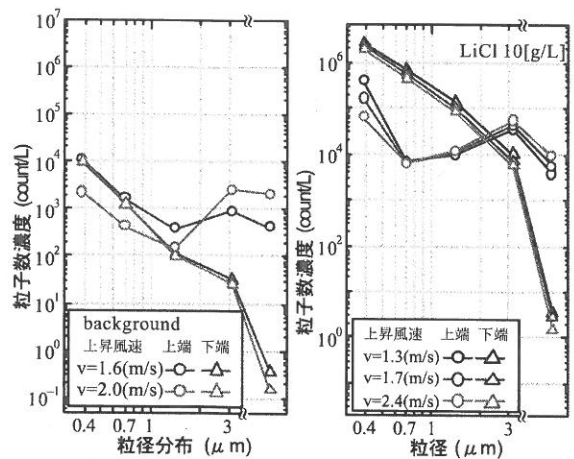


図9 立坑上端の粒径分布
 (溶液噴霧を行ったことで全粒径の数濃度は増加した。backgroundと同様、上昇風速の増加に伴い、1.0(μm)以下の数濃度の減少、2.0(μm)以上の数濃度の増加がみられた。)

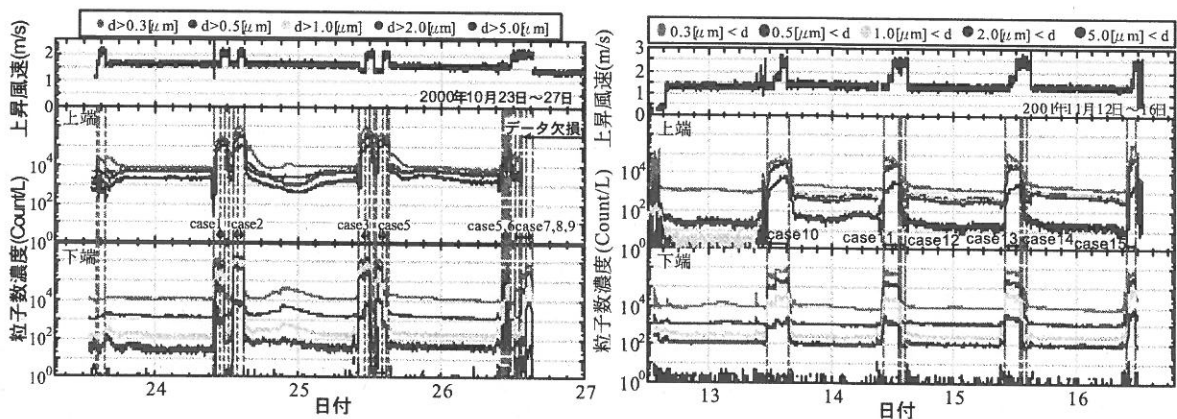


図8 立坑上端下端の粒子数濃度と上昇風速の時系列
 (2000年、2001年の実験は上昇風速を溶液噴霧時間帯に増加させた実験を行った。backgroundと比べ溶液を噴霧した際、立坑内に流入する空気中のエアロゾル数濃度は約100倍に増加している。溶液噴霧を開始後、約15分で上端のエアロゾル数濃度は定常状態となる。さらに溶液噴霧中に上昇風速を増加させた際も定常となるまでに約15分を要した。溶液噴霧を行った全てのcaseにおいてこの傾向が見られた。backgroundも含め全ての時間帯で立坑下端から上端に空気が輸送される過程で空気中に含まれる粒子の粒径別の粒子数濃度は変化している。)

4 粒子計測結果

4.1 溶液噴霧による粒子数濃度の変化

図8は立坑上端と下端で計測した粒子数濃度及び上昇風速の時系列である。溶液噴霧を行った直後に下端で計測した立坑内に流入する空気中の粒子数濃度は、粒径によって増加率は異なるが、backgroundの約20倍から100倍に増加し、約15分後には上端の粒子数濃度も増加し定常状態となる。溶液噴霧中に上昇風速を増加させた際も上端の粒子数濃度は定常となるまでに約15分を要した。溶液噴霧を行った全てのcaseの粒子数濃度はbackgroundに比べ増加が確認された。

4.2 上昇風速の増加による粒径分布の変化

粒子数濃度の変化は輸送過程で水蒸気が凝結し、粒子が

雲粒に成長するために生じるが、その変化を粒径分布で調べた。図9a)はbackgroundの粒径分布図である。下端の粒径分布は粒径が大きい程粒子数濃度が減少する右下がりの粒径分布となった。上端で計測した粒子は1.0(μm)以上2.0(μm)以下の粒子が極小値を持ち、2.0以上5.0(μm)以下の粒子が極大値を持つ粒径分布となった。上昇風速が大きいほど1.0(μm)以下の数濃度は減少し、2.0(μm)以上の数濃度が増加しているのは、上昇風速が水蒸気の凝結を促進している為である。

図-9b)はcase13の粒径分布である。溶液を噴霧したことで上端、下端共に全粒子数濃度がbackgroundの約100倍に増加している。background同様、下端の粒径分布は右下がりの粒径分布となり、上端の粒径分布も2.0~5.0(μm)

の粒径の粒子数濃度で極大値を持つ粒径分布が計測された。上昇風速に変化を与えた実験全ての実験 case で同様の粒径分布変化が見られた。

5 まとめ

- (1) 雲底高度以上の気温分布において湿潤断熱減率よりも減率が大きい気温分布を確認した。この理由としてエアロゾルにより不飽和大気中においても凝結が生じているため、相対湿度が 100(%) の気温減率である湿潤断熱減率よりも乾燥空気の気温減率である乾燥断熱減率にわずかに傾いた気温減率となる。雲底高度以上において湿潤断熱減率よりも大きい気温減率は著者らの降雨モデルで再現できた。
- (2) 上昇風速を増加させると上端の粒径分布は $2.0(\mu\text{m})$ 以上の粒径を持つ粒子数濃度は増加し、 $1.0(\mu\text{m})$ 以下の粒子数濃度は減少する結果となった。
- (3) 上昇風速が増加すると発生する雲水量は増加する。粒径が $2.0(\mu\text{m})$ 以上の粒子の増加は雲水量の増大に起因している。
- (4) NaCl 溶液噴霧で発生した雲水量は、分子量のより大きい $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 溶液を噴霧した際に発生した雲水量より多く、分子量が小さいエアロゾル程凝結量が大きいと著者らが提案する凝結式の妥当性が確認される。