

実スケール雲物理実験によるエアロゾル粒子及びその化学組成が 水蒸気の凝結成長過程に及ぼす影響に関する研究

山田 正, 土屋修一, 藤吉康志, 播磨屋敏生, 福山 力, 稲毛正昭, 太田幸雄

Effects of aerosol particle and its chemical composition
on condensational growth process of water vapor using prototype experiment

Tadashi Yamada, Shuichi Tsuchiya, Yasushi Fujiyoshi,
Toshio Harimaya, Tsutomu Fukuyama, Masaaki Inage,
and Sachio Ohta

研究概要

本研究は、実スケールの雲物理実験から雲及び雨の生成過程を詳細に捉え、エアロゾルが降雨現象に与える影響を解明するとともに、その結果を反映した新たな降雨モデルの構築を行うことを目的としている。ここでは、雨粒が溶液であることにより飽和水蒸気圧が変化する効果を降雨モデルに取り入れ、エアロゾルの化学組成が雲及び雨の生成に与える影響と実験よりエアロゾルの数濃度が雲粒への凝結成長過程を明らかにする。

1 はじめに

近年、集中豪雨といった局所的な規模の気象現象に起因する災害が大きく問題視されている。このような現象はスケールが小さく、発生、成長、移動、衰退の一連のプロセスが複雑であり未知の部分が多くあるため現在の気象モデルでさえ予測精度が低い現状である。また、酸性雨、地球温暖化といった地球規模の問題においても、その詳細な発生メカニズムや進行過程に多くの未知の部分が存在する。これらの問題に対し大気中に浮遊するエアロゾル粒子の存在は、雲発生の核となるため降雨現象と大きな関係がある。さらに、エアロゾル粒子の化学組成は酸性雨の原因となる。エアロゾル粒子、雲粒子は地球から宇宙空間への放射を吸収、散乱するため地球規模の熱収支に関係し地球温暖化過程の一部を担っている。著者らはこれまでに雲発生の物理過程の解明を目的として、鉱山の立坑を用いた実スケールの雲物理実験を行ってきた。本研究では、エアロゾルとその化学組成がエアロゾル粒子を核とした水蒸気から雲粒への凝結過程及び凝結速度に与える影響を実験、数値解析から解明する。

2 雲物理実験の概要

釜石鉱山雲物理実験施設の概略図を図 1 に示す。雲物理実験施設は高さ 425m、幅 5.5m、奥行き 2.8m の立坑を用い立坑坑底の横穴から流入した空気を立坑坑頂に設置した大型ファンにより吸い上げ、立坑内の上昇流内で雲水を生成させる実験施設である。この雲物理実験施設には坑頂に 2 基のファンが設置してあり立坑内の上昇流速を 3 段階に制御することができる。また、坑底で溶液噴霧装置を使用することにより立坑内に流入するエアロゾルの化学組成、溶質濃度、数濃度を制御し立坑内へ供給することができる。坑頂では気温、湿度、雲水量、エアロゾル数濃度、坑底では気温、湿度、エアロゾル数濃度の観測を行っている。また、立坑内の気

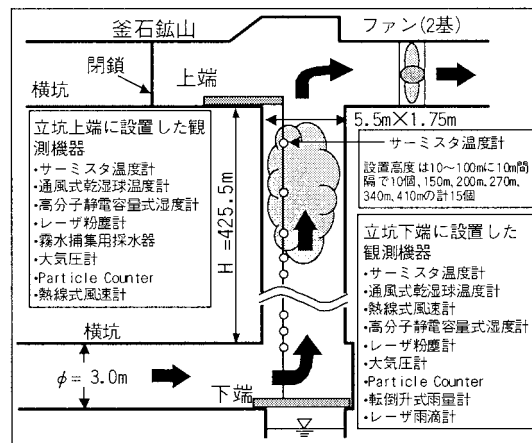


図 1 釜石鉱山雲物理実験施設概要図

温，エアロゾル数濃度の鉛直分布を観測している．

3 気温の鉛直分布

3.1 上昇流内における気温の鉛直変化

釜石立坑において計測した高度別の気温の時系列を図 2 に示す．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ケース 1～9 の時間帯で下端から高度 100(m) までにおいて気温の上昇をした．溶質 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ ，溶質濃度 200g/L，噴霧速度 1.93 [kg/h] のイベントの立坑内の気温の鉛直分布を図 3 に示す．このイベントでは上昇風速を $v = 1.4(\text{m/s})$, $2.0(\text{m/s})$ の条件で実験を行い，いずれの風速においても 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る．しかし，実験結果は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．溶液噴霧を行わない時 (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．

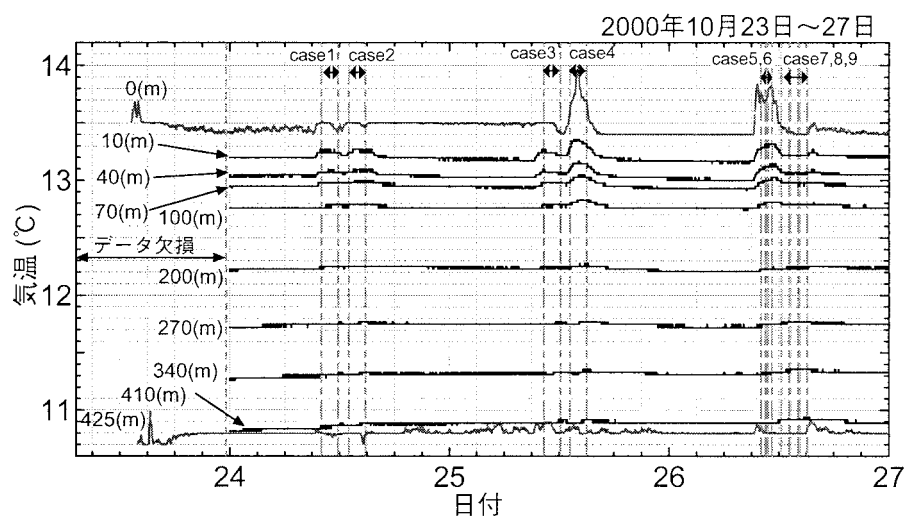


図 2 高度毎の気温及び上昇風速の時系列

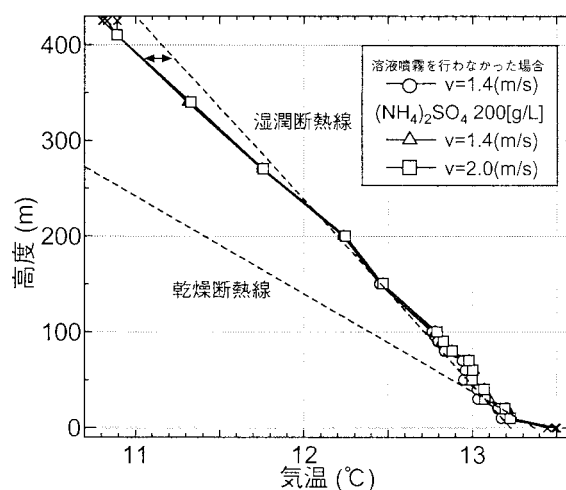


図 3 溶液噴霧を行わなかった場合と溶液噴霧を行った場合の気温の鉛直分布

3.2 数値モデルによる再現計算

著者らは Rutledge-Hobbs により提案されたモデルをベースとして、エアロゾルを考慮した水蒸気から雲への凝結転換項の改良を行い、降水の物理モデルの構築を行った。本モデルは、図 4 に示すように水蒸気、雲水、雨、雪片、氷晶、雲氷、気温を未知変数とし、これらの相互過程を発生消滅項として取り扱う移流拡散方程式で表現される。降水の微物理過程は、発生消滅項 S_v , S_c , S_i , S_r , S_h 内の物理量として表現されてお

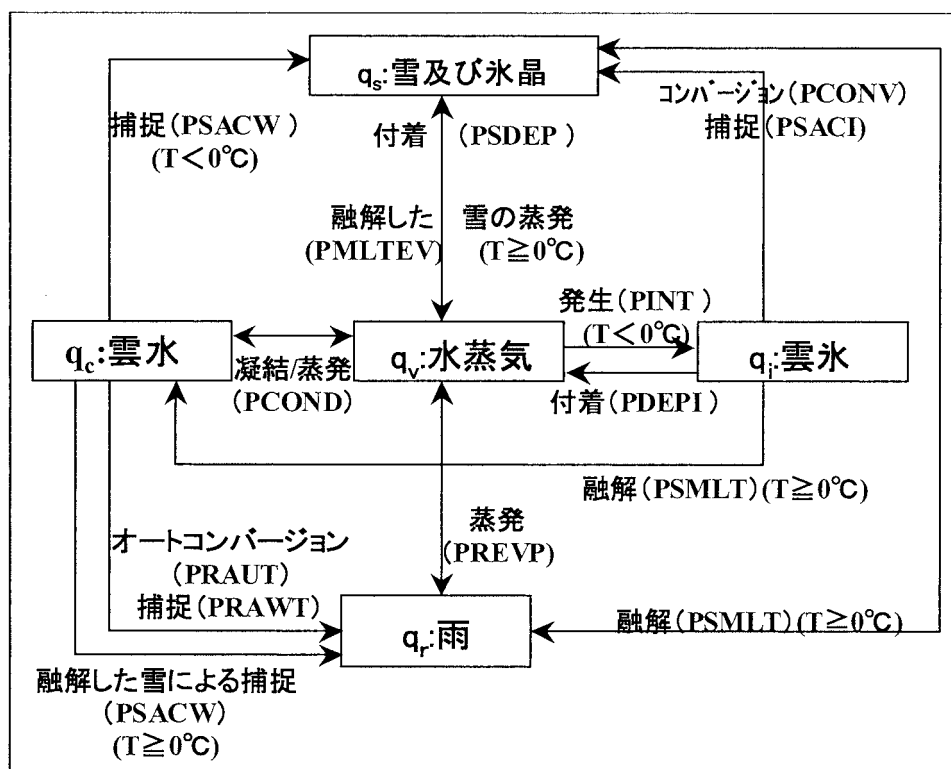


図 4 雲物理過程模式図

り，図に示す過程を考慮している．PCOND は水蒸気から雲水への凝結あるいは蒸発，PRAUT は雲水から雨水への転換，PRACW は雨粒による雲粒の捕捉，PREVP は雨粒から水蒸気への蒸発である．

a). Rutledge and Hobbs モデル

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{S}{\rho_d} \quad (q \rightarrow q_v, q_c, q_i, \quad S \rightarrow S_v, S_c, S_i) \quad (\text{a.1})$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - (w + \bar{V}) \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{S}{\rho_d} \quad (q \rightarrow q_s, q_r, \quad S \rightarrow S_s, S_r) \quad (\text{a.2})$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -w \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_d \right) + \frac{L}{C_P} S_h \quad (\text{a.3})$$

b). 本モデル

$$(\text{a.1}) + (\text{a.2}) + (\text{a.3}) + \frac{\partial N}{\partial t} + u \frac{\partial N}{\partial x} + w \frac{\partial N}{\partial z} = K_x \frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + K_z \frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + \frac{S_{aero}}{\rho_d}$$

Where

$$S_v = \text{PCOND} + \text{PREVP} + \text{PSDEP} + \text{PMLTEV} + \text{PDEPI} + \text{PINT}(T \leq 0^\circ)$$

$$S_c = \text{PCOND} + \text{PSMLTI}(T \leq 0^\circ) - \text{PRAUT} + \text{PRACW} - \text{PSACW}$$

$$S_i = \text{PDEPI} - \text{PSMLTI}(T \leq 0^\circ) - \text{PSACI} - \text{PCONV} + \text{PINT}(T \leq 0^\circ)$$

$$S_s = \text{PDEPI} + \text{PSMLTI}(T \leq 0^\circ) + \text{PSACI} + \text{PMELT}(T \geq 0^\circ) + \text{PSACW}(T \leq 0^\circ) + \text{PCONV}$$

$$S_r = \text{PREVP} + \text{PRAUT} + \text{PCRAW} - \text{PSMLT}(T \geq 0^\circ) + \text{PSACW}(T \geq 0^\circ)$$

$$S_h = (\text{PCOND} + \text{PREVP} + \text{PMLTEV}) + (\text{PINT} + \text{PDEPI} + \text{PSDEP}) \\ + (\text{PSMLT} - \text{PSMLTI} + \text{PSACW}(T \geq 0^\circ))$$

$$q_r: \text{水蒸気混合比 (kg/kg)}, \quad q_c: \text{雲水混合比 (kg/kg)}, \quad q_r: \text{雨の混合比 (kg/kg)}$$

$$q_s: \text{雪の混合比 (kg/kg)}, \quad q_i: \text{雲氷混合比 (kg/kg)}, \quad T: \text{気温 (K)}$$

$$N: \text{エアロゾル数濃度 (個/cm}^3\text{)}$$

Rutledge and Hobbs モデルで表現されている様に従来開発されてきた降雨モデルの凝結項は雲粒の表面を水平な純水であると仮定し，熱力学的な面から水蒸気から雲への凝結成長式を表現している．しかし本来の雲粒は，球形であるため凝結面が曲率をもつ．また，凝結核として溶解性のエアロゾルを含むため，雲を形成する水分は溶液化する機構が存在する．このため，雲粒の表面上の水蒸気圧を考える上で，純水と仮定するには条件が大きく異なる．そこで著者は降水の微物理過程において，水蒸気が雲水へ転換する機構を表現する凝結項（PCOND 項）において，エアロゾルの効果を導入した式を用いることにより，エアロゾルの存在を考慮したモデルとしている．著者らが構築した降雨モデルの凝結項を表 1 に示す．凝結式にはラウール効果による溶液上では平衡水蒸気圧が純水上よりも小さくなる効果，つまりエアロゾルが純粋に溶解溶液になることで水蒸気圧が小さくなり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，ケルヴィン効果による微水滴が曲率を持つことで飽和水蒸気圧が変化し水蒸気の蒸発，凝結量が変わる効果を考慮している．

釜石鉱山立坑で行った実験の再現計算における計算条件を表 2 に示す．著者らの構築した降雨モデルが上昇風速の条件を変えた実験結果を再現できるか確認し，更に上昇風速が雲水生成に及ぼす影響の理論的な解明を行った．立坑の水平断面のスケールは鉛直方向スケールに対して十分小さく立坑の水平断面内での各気象要素は一樣であると考え鉛直一次元の再現計算をしている．再現計算は溶液噴霧を行わない状態と溶液噴霧時間帯の 2 通りの上昇風速を与えた状態での実験の再現を行った．

再現計算に用いたエアロゾルの粒径分布を図 5 に示す．気温，上昇風速，気圧の条件は実験時に計測した値を用いた．相対湿度は実験施設内が高湿であるため計測ができなかったため，実験施設内が高湿大気であ

表 1 凝結項

$PCOND = \frac{dm(r)}{dt} = \frac{4\pi N_0 \rho_w r^2}{rA} \left\{ \underbrace{\left(\frac{e}{e_0} - 1 \right)}_{\text{従来の式}} - \underbrace{\left(\frac{2\sigma}{n_L k T} \right) \frac{1}{r}}_{\text{ケルビン効果}} + \underbrace{\left(\frac{i M_{ss} M_w}{4/3\pi \rho_s M_N} \right) \frac{1}{r^3}}_{\text{ラウール効果}} \right\}$	
$A = \frac{l^2 \rho_s}{R_w T^2 a} + \frac{\rho_s R_w T}{D e_0}, \quad r = \sqrt[3]{\frac{3m}{4\pi \rho_w N_0}}$	
N_0 : 代表雲粒数濃度 (Count/cm ³), r : 雲粒の半径 (cm), ρ_w : 溶液 (滴) の密度 (kg/cm ³) ρ_d : 乾燥大気密度 (g/cm ³), M_n : 溶質の分子量, M_{ss} : 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上気圧 (hPa), e : 水蒸気の分圧 (hPa) n_L : 単位体積の水に含まれる H ₂ O 分子の数, σ : 水の表面張力 (erg/cm ³), l : 潜熱 (J/kg) m : 雲水量 (kg/cm ³), D : 空気中における水蒸気の分子拡散係数 (m ² /s), k : ボルツマン定数 (J/K) ρ_s : 溶質の密度 (kg/cm ³), a : 空気の温度拡散定数 (m ² /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/cm ³)	

表 2 計算条件

釜石立坑 鉛直距離 $z = 450$ (m)							
$\Delta t = 0.005$ (s), $\Delta z = 5$ (m), $k = 5.0$ (m ² /s), $w = 1.4$ (m/s), 2.0 (m/s)							
q_v	I.C.	$R.H. = 99.9$ (%)	B.C.	上端	$\frac{\partial q_v}{\partial t} = 0$	下端	$R.H. = 99.9\%$
q_c		0.0 (kg/kg)			$\frac{\partial q_c}{\partial t} = 0$		$\frac{\partial q_c}{\partial t} = 0$
q_r		0.0 (kg/kg)			0.0 (kg/kg)		$\frac{\partial q_r}{\partial t} = 0$
T		下端 $T = 286.55$ (K)			$\frac{\partial T}{\partial t} = 0$		$\frac{\partial T}{\partial t} = 0$

と考え飽和大気に近い 99.9(%) を与えている．計算条件に用いた粒径分布は実験中に計測したエアロゾルの粒径分布の内，粒径の小さい粒子 3 点を与えた．更に計測した粒径分布より Junge 分布を参考にして粒径 $d \leq 10^{-1}$ [μm] の粒子 2 点を補足した計 5 つの粒径を与えた．

3.3 数値モデルによる気温の再現計算結果

溶液噴霧を行わなかった場合と溶質 (NH₄)₂SO₄，溶質濃度 200g/L，噴霧速度 1.93 [kg/h] のイベントにおける上昇風速 1.4(m/s)，2.0(m/s) の再現計算結果を図 6 に示す．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．

再現計算による相対湿度の鉛直分布を図 7 に示す．相対湿度の極大値となる高度と観測結果の雲底高度とほぼ一致している．また，気温の鉛直分布が坑底から湿潤断熱減率と変わる高度とも一致している．相対湿度がほぼ一定となる高度 200m と気温の鉛直分布が湿潤断熱減率からより大きい気温減率となる高度とも一致している．この相対湿度の高い層内ではエアロゾル粒子が急速に凝結成長しており，大量の潜熱が放出されるため気温は緩やかな減率となっている．相対湿度がほぼ一定となる高度 200(m) 以上では，エアロゾル数の減少

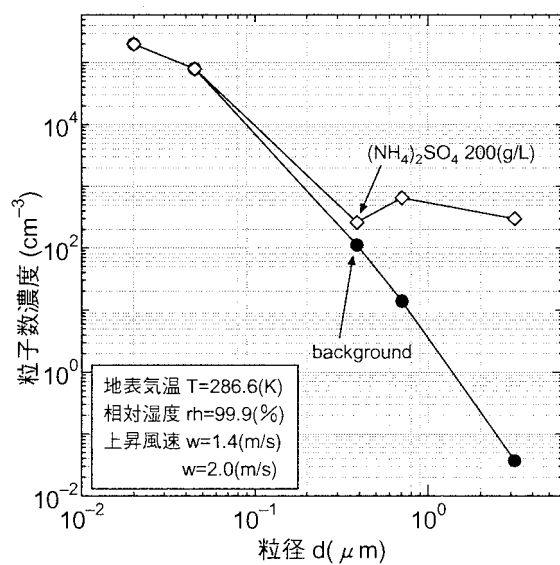


図 5 計算に与えたエアロゾル粒径分布

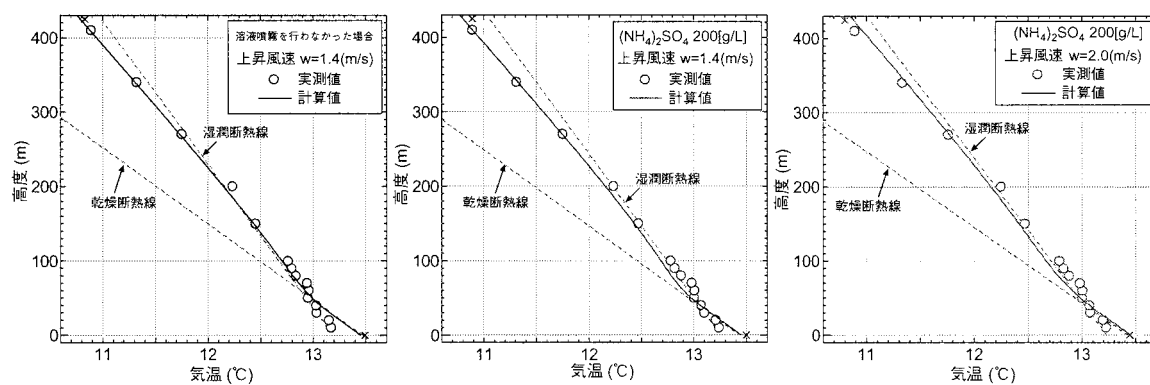


図 6 溶液噴霧を行わなかった場合と溶液噴霧を行った場合におけるの気温の鉛直分布再現結果

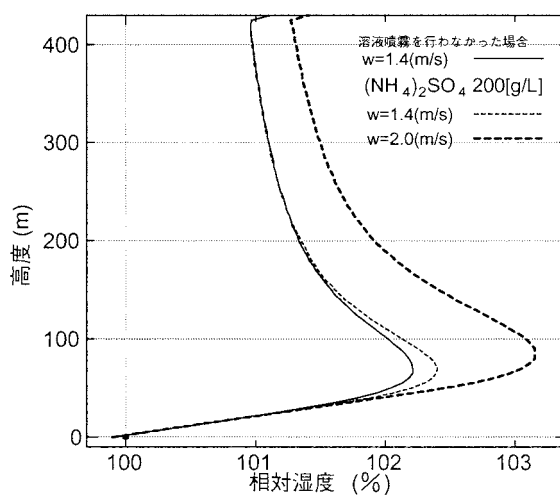


図 7 双対温度の鉛直分布の計算結果

表 3 上昇および溶液噴霧の一覧

日程	イベント No	開始	終了	上昇風速	溶液成分	溶液濃度	エアロゾル数	日程	イベント No	開始	終了	上昇風速	溶液成分	溶液濃度	エアロゾル数
				[m/sec]		[g/L]	[/cc]					[m/sec]		[g/L]	[/cc]
11/24	4	13:00	14:30	0.8	(NH ₄) ₂ SO ₄	10	30	11/26	17	15:00	16:00	1.0	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	1200
	5	14:30	14:50	1.0	(NH ₄) ₂ SO ₄	10	30		16	13:20	15:00	0.8	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	1200
	6	14:50	16:00	1.5	(NH ₄) ₂ SO ₄	10	30		17	15:00	16:00	1.0	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	1200
11/25	7	10:00	11:30	0.8	(NH ₄) ₂ SO ₄	10	90	11/27	18	10:00	11:30	1.5	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	1200
	8	11:30	11:45	1.0	(NH ₄) ₂ SO ₄	10	90		19	11:30	14:00	0.8	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	2400
	9	11:45	13:00	1.5	(NH ₄) ₂ SO ₄	10	90		20	14:00	15:00	1.0	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	2400
	10	13:00	14:30	0.8	(NH ₄) ₂ SO ₄	10	200		21	15:00	16:00	1.5	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	2400
	11	14:30	14:45	1.0	(NH ₄) ₂ SO ₄	10	200		22	10:00	11:25	0.8	NaCl	300	2400
	12	14:45	16:00	1.5	(NH ₄) ₂ SO ₄	10	200		23	11:25	12:25	1.5	NaCl	300	2400
11/26	13	10:20	11:50	0.8	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	600	11/28	24	12:35	14:00	0.8	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	3600
	14	11:50	12:05	1.0	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	600		25	14:00	15:00	1.0	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	3600
	15	12:05	13:20	1.5	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	600		26	15:00	16:00	1.5	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	3600
	16	13:20	15:00	0.8	(NH ₄) ₂ SO ₄	300	1200								

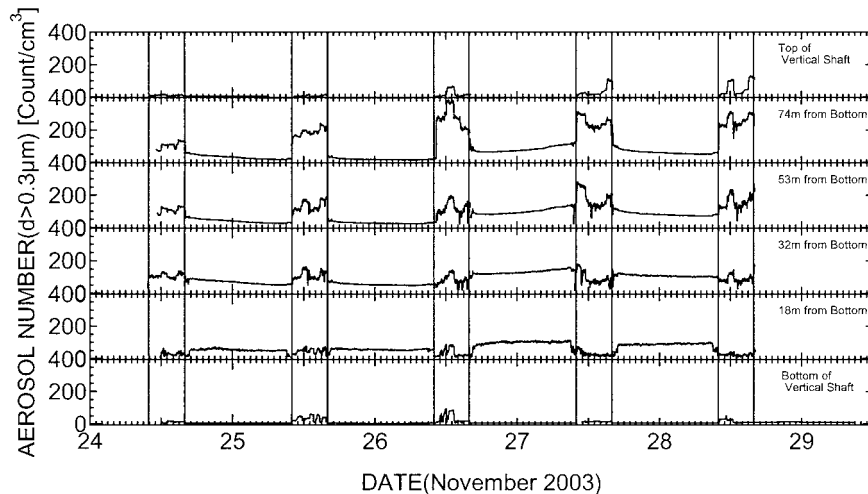
から凝結量が少なくなり、雲水、雨水からの蒸発量が凝結量と平衡に近づき見かけ上、凝結に伴う潜熱開放が小さくなるため、湿潤断熱減率よりも大きい気温減率となっていると考えられる。

4 エアロゾル計測

著者らは立坑坑頂、坑底、坑内(×4)の6地点でエアロゾル数濃度の計測を行っている。計測器を坑底、坑頂、坑底から18m、32m、53m、74mの地点に設置している。2003年11月に行われた雲物理実験の上昇流及び溶液噴霧スケジュールの一覧を表3に示す。この実験では主に(NH₄)₂SO₄を噴霧し溶液濃度は10[g/L]と300[g/L]の2パターンで噴霧している。噴霧エアロゾル数は30[count/cm³]から3600[count/cm³]まで7段階の変化を与えている。噴霧エアロゾル数とは乾燥粒径0.05μm以上のエアロゾルをエアロゾル発生装置により噴霧している。また、各溶液濃度、噴霧エアロゾル数で上昇風を3段階に変化させている。

4.1 各高度におけるエアロゾル数濃度観測結果

立坑内の各高度におけるエアロゾル数濃度($d > 0.3\mu\text{m}$)の時系列を図8に示す。溶液噴霧を実施したのは各日の昼間である。溶液噴霧によりエアロゾル数濃度が増加していることがわかる。噴霧エアロゾル数が多いほど、上昇風速が大きいほどエアロゾル数の増加率が大きいことがわかる。さらに立坑内において高度が高いところほどエアロゾル数濃度が多く、溶液噴霧による増加率が大きいことがわかる。しかし、坑頂のエアロゾル数濃度は坑底とほぼ同数の数濃度であることがわかる。これは、坑頂付近までにエアロゾル粒子は10μm以上に凝結成長し雲粒となり、さらに併合成長することにより大粒径の雲粒、雨粒に成長し側壁へ結露しているためであると考えられる。溶液噴霧を行わない夜間(ファンは起動しているため上昇風速があり24日、27日は0.8m/s、25日は1.0m/s、26日は1.5m/s)のエアロゾル数濃度の挙動は昼間の溶液噴霧、上昇風速が異なることによりエアロゾル数濃度の絶対量の変化は各日で異なるが、立坑内で高度が低いところほど数濃度は高くなっている。

図 8 立坑内各高度のエアロゾル数濃度 ($D > 0.3\mu$) の時系列

4.2 各粒径のエアロゾル数濃度観測結果

立坑内の各高度における各粒径のエアロゾル数濃度の時系列を図 9 1, 図 9 2, 図 9 3 に示す。坑底では $0.3 < d < 0.5\mu\text{m}$ の小粒径が多いことがわかる。また、坑頂では $d > 0.5\mu\text{m}$ の大粒径が多く、小粒径のエアロゾルが大粒径へと成長していることがわかる。高度が高くなるにつれ各粒径でのエアロゾル数濃度が増加しており、 $2.0 < d < 5.0\mu\text{m}$ の粒径の数濃度に着目すると特にその傾向が顕著でありエアロゾルが成長していく過程を見ることができる。また、各粒径におけるエアロゾル数濃度は $2.0 < d < 5.0\mu\text{m}$ が最も多いことがわかる。また、溶液噴霧を行わない夜間においても $2.0 < d < 5.0\mu\text{m}$ の数濃度が高い。エアロゾル粒子が持つ曲率と溶液における飽和水蒸気圧の関係より凝結成長について小粒径ほど成長しやすく大粒径ほど成長しにくい性質がある。この結果より $2.0 < d < 5.0\mu\text{m}$ の粒径のエアロゾル粒子において凝結成長と存在可能数の関係に関する極値が存在していることが考えられる。

4.3 エアロゾル数濃度の上昇流による鉛直分布の変化

ここでは、坑内の粒子観測を密に行った高度 80m までのエアロゾル数濃度に着目する。エアロゾル数濃度 ($d > 0.3\mu\text{m}$) の上昇流による鉛直分布の変化を図 10 に示す。上昇流を増加することにより各高度でエアロゾル数濃度が増加していることがわかる。このことよりエアロゾルの凝結成長には上昇流が大きく寄与していることがわかり、上昇流の強さが凝結成長を促進させていることがわかる。また、高度が高くなるに従いエアロゾル数濃度の増加が見られる。これは、噴霧エアロゾル数中の $d < 0.3\mu\text{m}$ のエアロゾル粒子が凝結成長し $d > 0.3\mu\text{m}$ となるためである。しかし、10 [g/L], 30 [count/cm³] の条件における溶液噴霧では、高度 32m 以上よりエアロゾル数濃度の増加が見られない。これは噴霧溶液中の $d < 0.3\mu\text{m}$ のエアロゾル粒子が、すべて $d > 0.3\mu\text{m}$ に凝結成長したためだと考えられる。また、噴霧エアロゾル数濃度を増加させると、各高度でエアロゾル数濃度は増加するが噴霧エアロゾル数が多いほど多くはならない。これは、エアロゾル数が多いことによりエアロゾル粒子一つ当たりの水蒸気量が少なくなるため凝結成長が遅いためであると考えられる。

4.4 粒径別エアロゾル数濃度の噴霧溶液条件による鉛直分布の変化

粒径別エアロゾル数濃度の噴霧溶液条件の違いによる鉛直分布の変化について図 11 に示す。噴霧エアロゾル数が少ない条件である 10 [g/L][30count/cm³] では $0.3 < d < 0.5\mu\text{m}$ の粒径は坑底から高度 18m まで増加し、それより高い高度では減少している。また、 $0.5 < d < 5.0\mu\text{m}$ の粒径では、坑底から高度 32m まで増加し、それより高い高度で減少している。300 [g/L][600count/cm³] の噴霧条件でも同様な傾向が見られる。エアロゾル数濃度が増加傾向である高度はそれより小さい粒径では減少傾向であり、減少傾向である高度では、それより大きい粒径で増加傾向となっていることがわかる。噴霧エアロゾル数が多い条件である

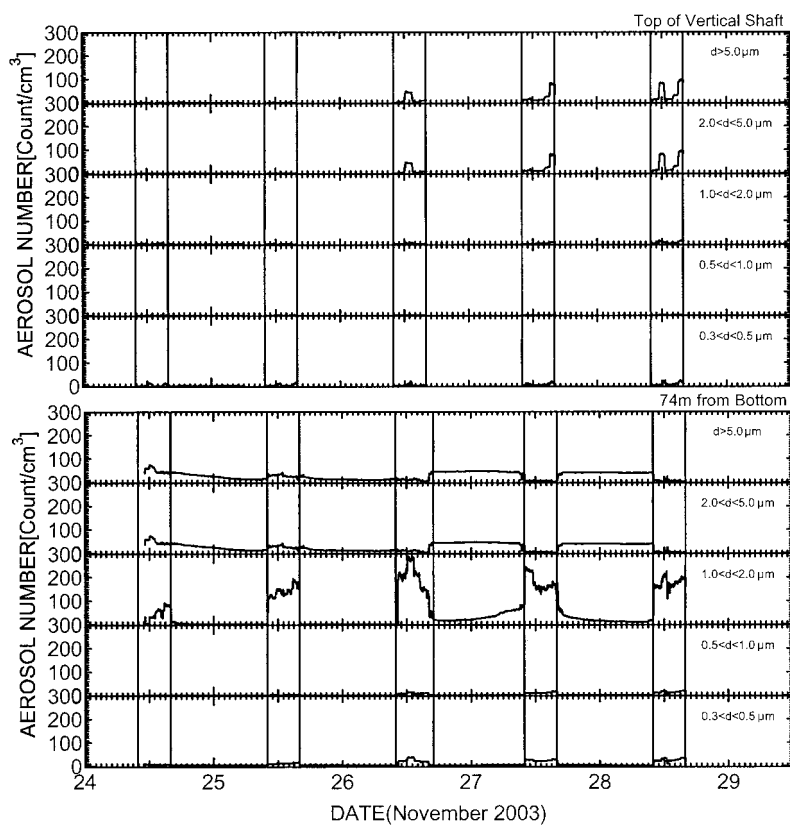


図 9 1 立坑内の各高度における各粒径のエアロゾル数濃度の時系列坑頂 (上), 坑底から 74m (下)

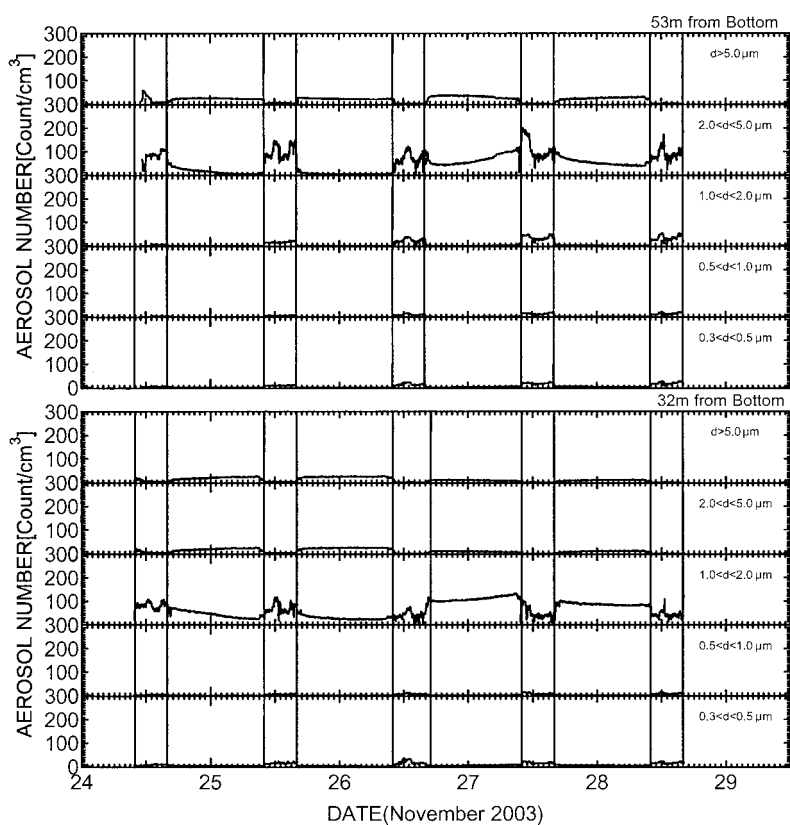


図 9 2 立坑内の各高度における各粒径のエアロゾル数濃度の時系列坑底より 53m (上), 坑底より 32m (下)

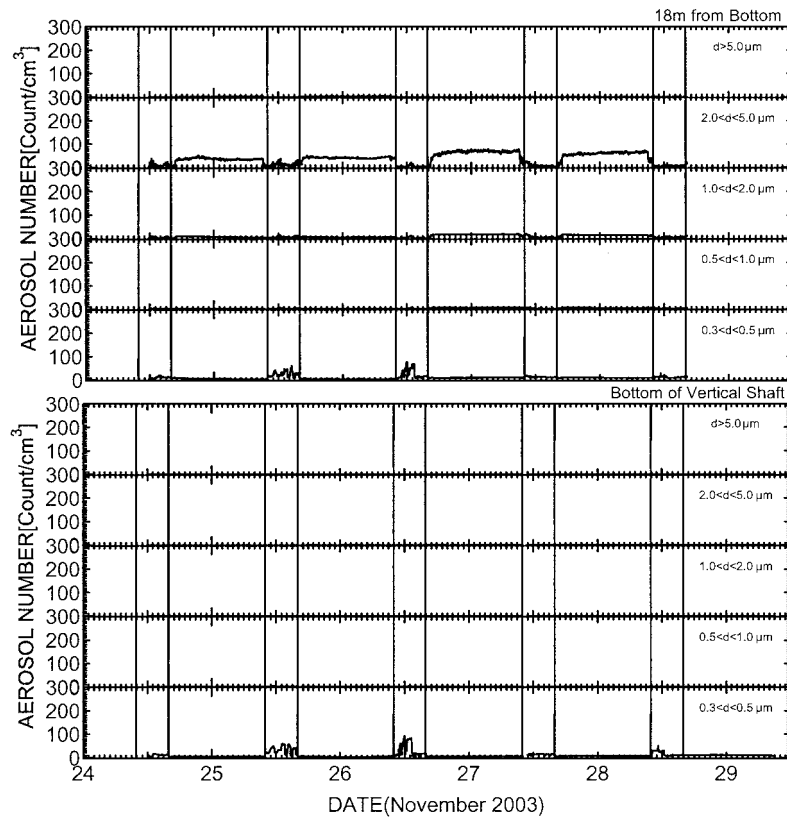


図 9 3 立坑内の各高度における各粒径のエアロゾル数濃度の時系列坑底より 18m (上), 坑底 (下)

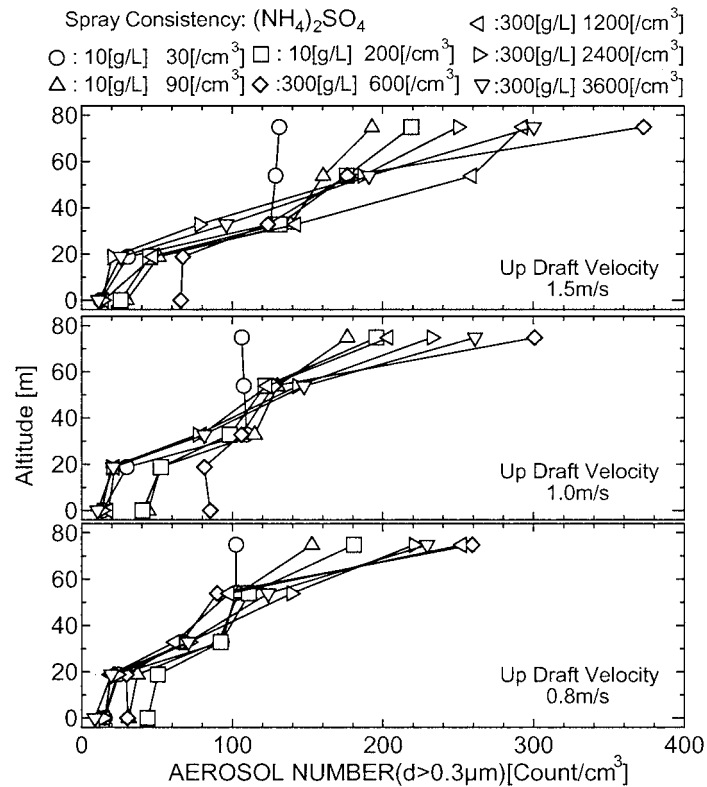


図 10 エアロゾル数濃度の上昇流による鉛直分布の変化

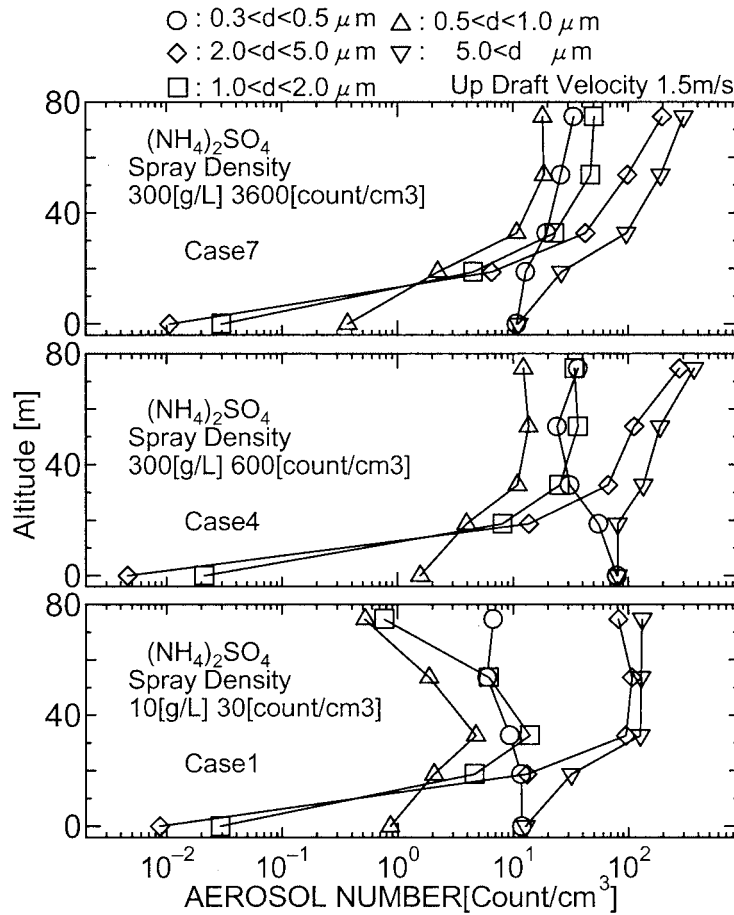


図 11 粒径別エアロゾル数濃度の鉛直分布の変化

300 [g/L][3600count/cm³] ではすべての粒径において、高度とともに増加傾向にある。これは、噴霧エアロゾル数を増加することにより、 $d < 0.3\mu\text{m}$ の粒径が増えているためであると考えられる。

5 まとめ

本研究で得られた成果は以下の通りである。

1. 坑底から 100m 地点までの各高度で溶液噴霧時に気温上昇を確認した。高度が低いほど凝結による潜熱の開放が盛んに行われ溶液噴霧時の気温上昇が大きく、最も気温上昇をしたケースでは坑底で溶液噴霧前と比較して気温上昇は約 0.6° であった。高度の上昇とともに溶液噴霧による気温上昇は小さく、坑底から 100m 地点では噴霧前と比べ 0.1° 程度の気温上昇であった。坑底から 100m 以上ではエアロゾル粒子の多くが雲水へとかわっているため、凝結成長よりも雲水による水蒸気の捕捉成長や雲水どうしの併合成長の効果が卓越するため潜熱開放による気温上昇が見られなかったと考えられる。気温上昇が顕著に見られたケースでは噴霧速度が約 $0.15 \sim 0.5$ [kg/hr] であり、気温上昇が見られなかったケースの 10~20% の噴霧速度であった。噴霧速度(量)が増大すると各エアロゾル粒子に付着する水蒸気量が減少し、凝結による潜熱開放量が少なくなり気温上昇が見られなかったと考えられる。
2. 雲底高度以下である高度 40m 以下では気温は高度上昇に伴い乾燥断熱減率に従って減少し、雲底高度以上では湿潤断熱減率を経た後、高度 200m 以上から $0.7\text{K}/100\text{m}$ の気温減率となり、湿潤断熱減率よりも

大きい気温減率で減少した。

3. $d < 0.3\mu\text{m}$ のエアロゾル粒子が高度の上昇とともに凝結成長により $d > 0.3\mu\text{m}$ になりエアロゾル数濃度が増加した。いずれのイベントにおいて高度 18~32m でエアロゾル数濃度 ($d > 0.3\mu\text{m}$) が 10~20 [count/cm³] から 100~120 [count/cm³] に急激に増加した。この高度に雲底があり急速に凝結成長が行われていると考えられる。32m 以上では噴霧エアロゾル数濃度が少ないイベントほど高度上昇によるエアロゾル数濃度の増加量は少なくなり、噴霧エアロゾル数濃度が多いイベントほどエアロゾル数濃度の増加量は多くなる。噴霧エアロゾル数濃度が少ないイベント (30count/cm³) では高度 32m 以上は上昇流の変化にもよらず約 100 [count/cm³] で一定となった。これは $d < 0.3\mu\text{m}$ のエアロゾル粒子が全て $d > 0.3\mu\text{m}$ となったためだと考えられる。
4. 高度 18m 以下では、上昇流の変化によるエアロゾル数濃度の変化は見られない。高度 18m 以上では上昇流が強いほどエアロゾル数濃度の高度上昇に伴う増加量が多くなる。
5. 噴霧エアロゾル数濃度が多いイベント (3600count/cm³) では、すべての粒径のエアロゾル数濃度は高度とともに増加していく。高度 32m 以上において $d < 2.0\mu\text{m}$ を小粒径とし、 $d > 2.0\mu\text{m}$ を大粒径として比較すると小粒径ほど高度上昇に伴うエアロゾル数濃度の増加量は小さく、大粒径ほど増加量が大きい。
6. 噴霧エアロゾル数濃度が少ないイベント (30count/cm³) では、 $0.3 < d < 0.5\mu\text{m}$ の小粒径は高度とともに減少していくが、 $0.5 < d < 2.0\mu\text{m}$ の粒径は高度 32m 以下では高度上昇とともにエアロゾル数濃度が増加し、高度 32m 以上では減少していく。

参考文献

- [1] 山田正：実スケールの雲物理実験と降雨モデルによる雲物理過程の考察, 土木学会論文集, No.509, II-30, pp.1-13, 1995. 2.
- [2] 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.
- [3] Rutledge S. A. and Hobbs P. V. : The Mesoscale and Microscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII : A Model for the “Seeder-Feeder” Process in Warm-Frontal Rainbands, J. of Atmos. Sci., vol. 40, pp. 1185-1206, 1983.
- [4] Kessler E. : On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations, Meteorological Monographs, vol. 10, No. 32, 1969.
- [5] 松浦 正典, 深和 岳人, 稲毛 正昭, 播磨屋敏夫, 藤吉 康志, 日比野 忠史, 山田 正：長大立坑を利用した準実スケールでの雲物理実験 (その 1), 水文・水資源学会研究発表会要旨集, pp. 76-79, 1992.
- [6] 杉山 知, 松浦 正典, 深和 岳人, 稲毛 正昭, 播磨屋敏夫, 日比野 忠史, 山田 正：長大立坑を利用した準実スケールでの雲物理実験 (その 2), 水文・水資源学会研究発表会要旨集, pp. 210-211, 1993.
- [7] 松浦 正典, 日比野 忠史, 山田 正：雲物理実験と降雨の 1 次元および 2 次元数値計算, 水文・水資源学会研究発表会要旨集, pp. 208-209, 1993.