

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

山田 正¹・池永 均²・松浦 直³・萬矢 敦啓⁴・志村 光一⁵

¹正会員 工博 中央大学教授 理工学部 土木工学科 (〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)
²正会員 工修 日本工営(株) 中央研究所 (〒300-1245 沢城県稻敷郡喜崎町高崎2304)
³正会員 工修 建設省土木研究所 (〒305-0804 茨城県つくば市大字旭一番地)
⁴正会員 工学 中央大学大学院 理工学研究科土木工学専攻 (〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)
⁵正会員 工修 中央大学技術員 理工学部 土木工学科 (〒112-8551 東京都文京区春日1-13-27)

大気中に含まれるエアロゾルは降雨現象に重要な影響を及ぼす。本研究で著者らは、冷たい雨の代表的なモデルの1つである Rutledge and Hobbs モデル中の水蒸気から雲水への転換項にエアロゾル数濃度を考慮したバルクパラメータを導入することにより、エアロゾルの存在を考慮した降雨モデルを構築した。また、雲水量から雨水量への転換の閾値として、従来提案されている雲水量、雨水量だけではなく、雲粒の粒径を考慮した値を導入した。本モデルを用いて地形性降雨の数値解析を行った結果、エアロゾル数濃度の増加に対して地上最大降雨強度はある値で最大値を示す結論を得た。さらに著者らが行っている長大立坑を用いた実スケールの雲物理実験の観測値と本降雨モデルによる計算結果との比較検討を行った結果、本モデルの妥当性が示された。

Key Words: condensation, cloud particle, aerosols, orographic rainfall, cloud physics, cloud experiment

1. はじめに

降水過程の初期段階として位置づけられている雲の生成は大気中の微粒子であるエアロゾルを核として起こる。エアロゾルと降雨現象に関して Twomey¹⁾ は大気中のエアロゾル数濃度の増加に伴い雲粒濃度が増加することを実大気における観測で確かめている。しかし、エアロゾル数濃度の増加が降雨、降雪現象に及ぼす具体的な影響に関しては未だ十分に明らかにされていない。本論文は降水過程に重要な影響を与えると考えられる大気中のエアロゾルの存在を考慮した数値モデルを構築することにより、エアロゾルの質、粒径分布が降雨に与える影響を数値的に明らかにすることを目的としている。さらに著者らの行っている実スケールの雲物理実験²⁾から得られた知見や、同時に行っている全国の山地流域に配置した地上雨量計やレーダー雨量計を用いた降雨観測の成果^{3),4)}を通じ降水現象に及ぼすエアロゾルの効果を検討している⁵⁾。

2. 従来の研究

本論文では Rutledge and Hobbs⁶⁾によって提案され

た降雨モデルを基礎としている。(以後はRHモデルと書く) このモデルは、水蒸気から雲水、そして雨水への水分の相変化をパラメタリゼーションしたいわゆる bulk water type のモデルである。bulk water type モデルでは、雨粒の粒径は一つの粒径分布に従って変化すると仮定されている。この種のモデルとしては他に Ogura and Takahashi⁷⁾ や Wisner et al.⁸⁾, Orville and Kopp⁹⁾ のモデルなどがあり、対流性の降雨のシミュレーションに適用されている。これに対して、雲水や雨粒の粒径分布を考慮した Cotton¹⁰⁾ や Young¹¹⁾, Scott and Hobbs¹²⁾ らによるモデルがあり、地形性降雨や積雲のシミュレーションに適用されている。さらに高橋ら^{13),14)} は霰、雹、氷晶を考慮し、降水過程に関してより詳細な微物理過程を導入したモデルを用いて積雲の二次元計算を行っている。この中では、大陸性の cold rain で特に強い雨が降る結論を得ている。同じモデルを用いて大石・中北ら¹⁵⁾ は初期鉛直上昇流が積雲の発達に及ぼす影響を調べ、上昇気流は下層の気塊をより高高度にまで吹き上げるという直接的かつ力学的な影響を与えるのではなく、下層に広く分布する水蒸気をより小さな領域に集約することによって潜熱という積雲発達に利用できるエネルギーの収束をもたらすという間接的

かつ熱力学的な影響を及ぼすという結論を得た。エアロゾルの粒径分布に関しては、Junge¹⁷やWoodcock¹⁸らが種々の大気中においてエアロゾルのサンプルを行い、Jungeは大気中の大粒子の密度は半径の4乗に反比例するという経験的法則(Junge分布)を得た。Takahashi and Lee¹⁹は、詳細な雲物理過程を導入し、雲を円筒状としたAsai and Kasahara²⁰の一次元モデルを用いて、凝結核の濃度と降雨量の関係を調べている。これによると、標準雲核数に対して、より多くの雲核数を与えると水滴成長が遅れ、逆により少ない雲核数を与えると雲はあまり発生せず、どちらの場合も全降雨量は標準雲核数を与えた場合のそれと比べると減少する結果を得ている。Takeda and Kuba²¹は雲核の粒径分布、物質構成が雲底近くの雲粒粒径分布に与える影響を断熱上昇する空気塊を用いた数値モデルにより調べ、達成される過飽和度がより低い空気塊において、より幅の広い雲粒粒径分布(平均半径に関する標準偏差がより大きい分布)が作られる結論を得ている。

3. 本研究で用いた降雨モデルの概要

上記のRHモデル²²は未知変数を水蒸気、雲水、雨、雪片・氷晶、雪氷、気温とに分け、その相互作用をモデリングしたものである。雲生成に関する微物理過程において水蒸気から雲水への凝結過程は重要であるが、RHモデルでは凝結過程にエアロゾルの持つ効果が直接的な形では導入されていない。著者らはRHモデルにおいて水蒸気から雲水への凝結を表現する項(PCOND項)に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降雨モデルを構築している^{23,24}。このときエアロゾルを考慮した凝結項は、水蒸気から雲水への凝結過程を表現する式であり、雲氷や雪への転換は表現しないので、本論文では解析領域内の気温を0(℃)以上とし、暖かい雨に関する解析を行った。本研究で用いた2次元降雨モデルは、RHモデルの他に本研究で著者らにより改良されたエアロゾル数濃度を考慮したモデルであり、エアロゾル数濃度の与え方により表-1に示す4つのモデルに分類される。

MODEL1は冷たい雨の代表的なモデルであるRHモデルである。MODEL2はRHモデルにおける水蒸気の凝結・蒸発項(PCOND)にエアロゾル数濃度を考慮したPCOND項を用いている。後に示す水平及び鉛直2次元の計算において、上流の大気流入側のエアロゾル数濃度は高さ方向に一様である。MODEL3,4

表-1 本研究で用いたエアロゾルの取り扱いとモデルの表示(yで示すモデルの説明は表-4に示す。)

MODEL (y=1,2,3,4)	エアロゾルに関する条件
MODEL1-y	エアロゾルなし (Rutledge and Hobbs model)
MODEL2-y	エアロゾルは時間・空間的に一様分布
MODEL3-y	エアロゾルの收支を考慮(10式参照) 地表面の境界条件は反射条件とする
MODEL4-y	地表面からのエアロゾルの拡散を考慮 (11式)を用いた計算の地表面境界条件として、地表面のエアロゾル数濃度を一定にしている場合

とも同様にエアロゾル数濃度を考慮したPCOND項を導入している。MODEL3はRain out効果を表現するためにエアロゾル数濃度の收支を考慮したモデルである。MODEL4は地表付近に存在するエアロゾルの拡散によって大気中のエアロゾル数濃度分布を求め、計算するモデルである。MODEL3と同様、エアロゾル数濃度の收支も考慮している。

4. エアロゾル数濃度を考慮した水蒸気の凝結・蒸発(PCOND)項の導出

本研究は、エアロゾルと水蒸気との相互作用を降雨モデルに挿入することによりエアロゾルの存在が雲の生成や降雨現象に及ぼす影響を解明することを目的としている。ここでは、水蒸気がエアロゾルを核として凝結し、雲となる機構をバルクパラメータの範囲内で表す。

(1) 微水滴(純水の水滴)の成長速度

半径1(μm)程度の大きさの微水滴が水蒸気過飽和の大気中でゆっくりと成長している場合を考える。高橋²⁵によると、このとき下記の3つの因子を考えることが必要になる。1)水滴表面への水蒸気の拡散の割合、2)水蒸気の凝結に伴う潜熱により水滴の表面温度が上がりそこでの飽和水蒸気圧が上がり水蒸気の拡散が弱まること、3)水分子の水滴表面への付着率である¹。1)に関して、Maxwell²⁶は水滴表面からの水蒸気フラックスが水滴の質量の時間変化に等しいとして式(1)を導いた。

$$\frac{dq}{dt} = - \int_S j_v \cdot e_r dS = 4\pi r D (\rho_{v,\infty} - \rho_{v,r}) \quad (1)$$

ただし q は水滴の質量、 j_v は水蒸気の密度束フラックス、 e_r は曲面に垂直方向の単位ベクトル、 S は水滴の曲面積、 dS は水滴の面積要素を示す。曲面上に垂直な水蒸気の密度分布($j_v \cdot e_r$)を極座標表示のラブ

ラス方程式で与えると、式(1)最右辺を得る。 $\rho_{v\infty}$ (kg/m³)は水滴から∞遠方にある水蒸気の密度、 ρ_{vr} (kg/m³)は水滴の表面付近にある水蒸気の密度、Dは空気中における水蒸気の分子拡散係数(m²/s)を示す。2)に関しては熱の拡散に関して式(1)と同様に導いた式と、クラジウス-クラペイロンの式を用いる。3)の付着率に関してはPruppacher and Klett¹⁹⁾に従いここでは考慮しない。以上のことから純水滴半径の成長速度は過飽和度(S-1)に比例し、水滴の半径rに反比例する関係が導かれ、次式で表される。

$$\frac{dr}{dt} = \frac{S-1}{rA}, S = \frac{e}{e_s}, A = \frac{l^2 \rho_s}{R_w T^2 a} + \frac{\rho_s R_w T}{D e_s} \quad (2)$$

ここに、rは雲粒の半径(cm), Tは温度(K), lは潜熱量(J/kg), eは水蒸気圧(hPa), e_sは温度T(K)における平らな水面に対する飽和水蒸気圧(hPa), ρ_sは微水滴の密度(kg/m³), R_wは気体の状態定数(J/kg/K), aは空気の温度拡散係数(m²/s)である。本研究では上記(2)式で表される純水滴の半径の成長速度に関する式を溶液滴の半径の成長速度を表す式に変換する。

(2)ケルビンの式、ラウールの法則

湿潤大気中で平衡状態に達している水滴の半径rはケルビン(Kelvin)により次の式で理論的に与えられている¹⁹⁾。

$$\ln\left(\frac{e_r}{e_s}\right) = \ln S = \frac{2\sigma}{n_L k T r} - \frac{q^2}{8\pi r^4 n_L k T} \quad (3)$$

ここに、e_rは半径rの温度T(K)における水滴表面の飽和水蒸気圧(hPa), e_sは純水の平らな面に対する飽和水蒸気圧(hPa), qは電荷(q), n_Lは純水の微水滴1cc当たりの分子数H₂O分子数, kはボルツマン定数(J/K), σは水の表面張力(erg/cm²)である。また溶液上では平衡水蒸気圧が純水上よりも小さくなることはラウール(Raoult)の法則¹⁹⁾として知られており、次のように表される。

$$\frac{e'}{e_r} = \left[1 + \frac{i M_{SS} M_w}{M_N (4/3\pi r^3 \rho_s - M_{SS})} \right]^{-1} \quad (4)$$

ここに、e'は溶液上の飽和水蒸気圧(hPa), rは水滴の半径(cm), iはファント・ホップ(Vant Hoff)定数, M_Nは溶質の分子量, M_wは水の分子量, M_{SS}は溶質の質量(g/num.), ρ_sは微水滴の密度(g/cm³)である。式(3)の両辺に指數を取り、一次の項までテーラー展開した式と式(4)を掛け合わせることで、(溶質を含む水溶液の曲面に対する飽和水蒸気圧)/

(純水の平面に対する飽和水蒸気圧)を求める式を導く。q=0(電荷の影響を無視)とした場合、次式を得る。

$$S' = \frac{e'}{e_s} = 1 + \left[\frac{2\sigma}{n_L k T} \right] \frac{1}{r} - \left[\frac{i M_{SS} M_w}{4/3\pi \rho_s M_N} \right] \frac{1}{r^3} \quad (5)$$

ここに、n_L'は溶質を含む微水滴1cc当たりのH₂O分子数である。溶液の微水滴に対する成長速度を表す式は、式(2)における過飽和度(S-1)に溶液の過飽和度(S-S')を代入し次式となる。

$$\frac{dr}{dt} = \frac{1}{rA} \left\{ (S-1) - \left[\frac{2\sigma}{n_L' k T} \right] \frac{1}{r} + \left[\frac{i M_{SS} M_w}{4/3\pi \rho_s M_N} \right] \frac{1}{r^3} \right\} \quad (6)$$

ここで、

$$a' = \left[\frac{2\sigma}{n_L' k T} \right], b_N = \left[\frac{i M_{SS} M_w}{4/3\pi \rho_s M_N} \right]$$

とおくと、溶液における微水滴の成長式は次式となる。

$$\frac{dr}{dt} = \frac{1}{rA} \left\{ (S-1) - \frac{a'}{r} + \frac{b_N}{r^3} \right\} \quad (7)$$

式(6)中の{()}内第二項はケルビン効果を表し、第三項はエアロゾルの効果であるラウール効果を表している。水の表面張力(σ=83.5(erg/cm²)), ファント・ホップ定数(i=2.2), ボルツマン定数(k=18.0), 微水滴の密度(ρ=1.1(g/cm³)), 水の分子量(M_w=18.0)を式(6)右辺{()}内第2項、第3項に代入する。なお水の表面張力(σ), ファント・ホップ定数(i)に関しては温度に関し弱い関数関係なので、ここでは273Kのときの値を用いる。このとき式(7)のa', b_Nは以下の様になる。

$$a' = \frac{2 \times 83.5}{8.3 \times 10^7 / 18.0 \times T} = \frac{3.6 \times 10^{-5}}{T}$$

$$b_N = \frac{2.2 \times M_{SS} \times 18.0 / M_N}{4/3\pi \times 1.1} = \frac{8.6 M_{SS}}{M_N}$$

最終的に、式(7)は式(8)で表される。

$$\frac{dr}{dt} = \frac{1}{rA} \left\{ (S-1) - \frac{3.6 \times 10^{-5}}{rT} + \frac{8.6 M_{SS}}{r^3 M_N} \right\} \quad (8)$$

(この式で使用する単位はr[cm], T[K], M_{SS}[g]である。)図-1は式(2), (8)で表される純水滴及び溶液滴の成長速度を水蒸気不飽和状態、水蒸気飽和状態において計算した結果である。計算条件は図中に示す。水蒸気不飽和状態において純水滴は蒸発するのに対し、溶液滴は成長していることがわかる。

(3)バルクパラメータ化されたエアロゾル濃度を考慮した雲水量の凝結成長式

溶液の微水滴の成長式(8)を用いて雲水量(m)の成

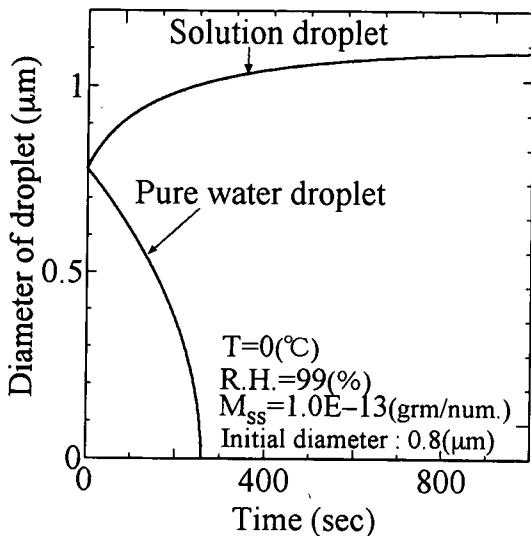


図-1 純水の水滴と溶液の水滴の半径の時間変化
(相対湿度99%の大気中において純水の水滴は蒸発してしまうが、NaClの溶けた溶液滴は凝結成長し、半径約1.1 μmの大きさまで成長する。)

長式を導く。Twomeyは凝結核として作用するエアロゾル数と雲粒数はほぼ一致することを実大気の観測結果から示している²⁰。このことからエアロゾルが活性化し、凝結核として作用する大気では、エアロゾル数濃度と雲核数（代表雲粒個数濃度）を同値としている。よって半径r、雲核数N₀の雲粒の総量である雲水量(m)は体積Vに溶液滴の密度ρ_wと代表雲粒個数濃度(エアロゾル数濃度)N₀を乗じて次式で表される。ただし成長を始めた雲粒を球形であると仮定する。

$$m = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_w N_0 \quad (9)$$

式(9)を時間tで微分した後に式(8)を代入すると、エアロゾル数濃度を考慮した雲水量の凝結成長式は次式となる。

$$\begin{aligned} PCOND &= \frac{dm}{dt} = \frac{4\pi N_0 \rho_w r^2}{rA} \\ &\times \left\{ (S-1) \frac{3.6 \times 10^{-5}}{T} \frac{1}{r} + \frac{8.6 M_{ss}}{M_N} \frac{1}{r^3} \right\} \quad (10) \end{aligned}$$

(4) エアロゾルの存在を考慮した水蒸気の蒸発、凝結過程

エアロゾルの存在を考慮した水蒸気の蒸発、凝結(PCOND)を表す式(10)において、その蒸発、凝結量を求めるためには雲粒半径rを求めることが必要である。そこで著者らは、計算領域内の相対湿度がエアロゾルの活性化する湿度に達した時点で、雲粒の初期半径r=RIを与える。RIはエアロゾルが活性化

する相対湿度において雲粒が蒸発も凝結もしない平衡半径である。しかし、r=RIを与えると水蒸気の連続性を失うため、計算においては雲粒の初期半径RIを与えた時点における雲粒半径RIに相当する雲水量を与えていている。

(5) エアロゾル数濃度分布とエアロゾルの大気中ににおける収支

ここでいうエアロゾル数は活性化して雲粒に取り込まれているものと、未だ雲粒子として活性化されていないものの両者の和で定義しているものであるが、エアロゾル数濃度Nの保存式は式(11)に示すように移流拡散にエアロゾルの消滅を表現するS_{aero}項を加えて表される。S_{aero}はRHモデルにおいて定義されたPRAUT(kg/m³/s)(雲粒から雨粒への転換)及びPRACW(kg/m³/s)(雨粒による雲粒の捕捉)が起きたとき雲粒が雨粒に変化することで雲粒の数が減少することを考慮している。

$$\frac{\partial N}{\partial t} + u \frac{\partial N}{\partial x} + w \frac{\partial N}{\partial z} = K_x \frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + K_z \frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + \frac{S_{aero}}{\rho_d} \quad (11)$$

$$S_{aero} = \left\{ \frac{PRAUT}{N_0} + \frac{PRACW}{N_0} \right\}, N_0 = \frac{q_c}{q_0}$$

ここに、N₀は代表雲粒個数濃度(num./cm³)、u、wは移流速度、K_x、K_zは水平及び鉛直方向の拡散係数、NIは雲粒一つ当たりの雲水混合比(kg/kg)、q_cは雲水混合比(kg/kg)である。

5. 雲粒から雨粒への転換 (AUTOCONVERSION OF CLOUD WATER(PRAUT))

autoconversionは、雲水が雨水へ転換する過程である。雲水混合比(q_c)が閾値(q₀)を超えたときに雲水が雨水へ変換するとし、RHモデルでは次式で表現されている。

$$PRAUT = \alpha \rho_d (q_c - q_0) \quad (12)$$

ここに、αはautoconversion定数(/s)、ρ_dは乾燥空気の密度(g/cm³)、q₀はautoconversionの閾値(kg/kg)である。しかし、式(12)の条件では雲粒の粒径に関係なく雲水は雨水へ転換することになるので、著者らは雲粒の粒径に関する閾値として以下の条件を用いた。Carrierら²¹は1960年以前の各研究者が観測した様々な雲における雲粒の粒径データから雲粒粒径分布をまとめた(図-2)²²。表-2は図-2をまとめたものである。表-2より平均雲粒半径が5 μm以上であれば雲中における雲粒は雨粒とみなすことが可能な半径20 μmまでに成長していることがわかる。従

表-2 種々の雲における雲粒の粒径と数濃度(Carrier et al., 1967)²⁹ (出典:浅井富雄他,大気科学講座2)²⁹
 N_a =total concentration, r_{mode} =mode radius, r_{min} =minimum radius, r_{max} =maximum radius,
 Δr =bandwidth of the drop-size distribution at half-value points)

Cloud type	N_a (num./cm ³)	r_{mode} (μm)	r_{min} (μm)	r_{max} (μm)	Δr (μm)
層雲 I	464	3.5	0	16.0	3.0
高層雲	450	4.5	0	13.0	4.5
層積雲	350	3.5	0	11.2	4.4
乱層雲	330	3.5	0	19.8	9.5
好晴積雲	300	3.5	0.5	10.0	3.0
層雲 II	260	4.5	0	20.0	5.7
雄大積雲	207	3.5	0	16.2	6.7
積乱雲	72	5.0	0	30.0	7.0

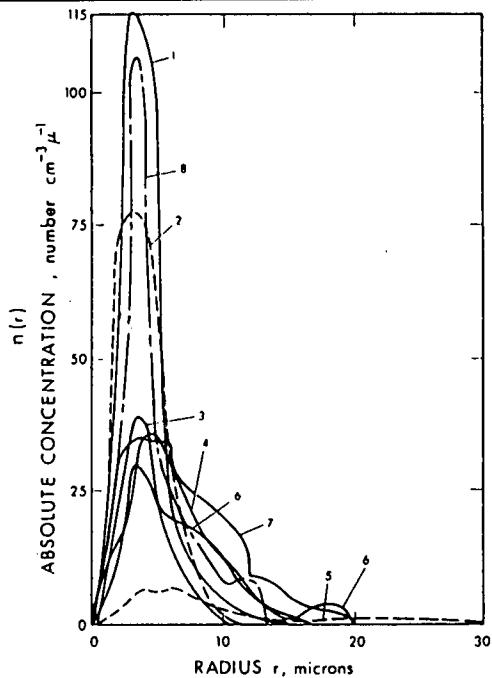


図-2 種々の雲における雲粒の粒径分布
(Carrier et al., 1967)²⁹ (出典:浅井富雄他,大気科学講座2)²⁹
(1)層雲(2)層積雲(3)好晴積雲(4)層雲(5)積乱雲 (6)雄大積雲
(7)乱層雲(8)高層雲

って著者らは、autoconversionの条件として代表雲粒径が5 μm以上に成長し、かつ $q_c > q_0$ を満たすことの2つの条件を与えた。これにより雲水から雨水への転換(PRAUT)の閾値は雲水量と雲粒粒径の2つの条件に代わったことになる。

6. その他の雲物理パラメタリゼーション

(1) 雨粒の落下速度

Gunn and Kinzer²⁹ は雨滴の直径 D_R ごとの雨滴の落下速度に関して実験データに回帰する多項式を得ている。さらにFoote³⁰は雨滴の周囲の大気圧による

雨粒の落下速度の変化を考慮している。雨滴の粒径分布 N_{DR} に関してはMarshall and Palmer³¹がオタワにおける観測結果から、指數関数形の雨滴粒径分布の式(13)を得ている。

$$N_{DR} = N_{DR} \exp(-\lambda_R D_R) dD_R \quad (13)$$

ここに、 N_{DR} は雨滴粒径分布に指數関数形をおいたときの縦軸の切片(m^{-1})である。上記のGunn and Kinzer及びFooteらの雨滴の落下速度に関する式、及び式(13)を用いると質量平均された雨滴の落下速度は式(14)となる。

$$\bar{V}_R = \left(-0.267 + \frac{206}{\lambda_R} \cdot \frac{2.045 \times 10^3}{\lambda_R^2} + \frac{9.06 \times 10^3}{\lambda_R^3} \right) \left(\frac{P_0}{P} \right)^{0.4} \quad (14)$$

ここで、 $\lambda_R = (\pi \rho_w N_{DR} / \rho_a q_r)$ 、 ρ_w は水の密度($=10^3 \text{kg/m}^3$)、 $P_0 (=10^5 \text{N/m}^2)$ は地上での大気圧、 $P(N/\text{m}^2)$ は雨滴の存在する位置の気圧、 ρ_a は空気密度(kg/m^3)、 q_r は雨水混合比(kg/kg)である。

(2) 雨粒による雲粒の捕捉(COLLECTION OF CLOUD WATER BY RAINWATER(PRACW))

雲粒の捕捉は、単位時間当たりに雨粒の通過する体積($\pi D_R^2 / 4 \times V_R$)に含まれる雲粒が捕捉率 E_{RC} の割合だけ捕捉されたとした、次の捕捉の連続式で表される。

$$\frac{dM(D_R)}{dt} = \frac{\pi}{4} \rho D_R^2 V_R(D_R) q_c E_{RC} \quad (15)$$

著者らは雨滴の衝突現象に関してモデルを立て衝突率 E_{RC} を計算している³²が、雨滴の衝突率は衝突し合う2つの粒の粒径によって0~1.0程度まで大きく変化する。しかしながら本論文で式(15)で用いる捕捉率 E_{RC} を1.0として計算の簡略化を計っている。さらに式(15)と式(14)をかけあわせて、積分すると雨粒による雲粒の捕捉を示す式(16)が得られる。

表-3 モデルの基礎式と水蒸気の蒸発・凝結項(PCOND)(本研究では暖かい雨の場合を扱っている。冷たい雨を扱うときには雪片、氷晶、雪水に関する発生項はRHモデルをそのまま用いている。)

a) Rutledge and Hobbs モデル

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

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

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + w \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_d \right) - \frac{S_h}{\rho_d} \quad (a.3)$$

$$PCOND = \rho_d (q_v - q_{sw}) \left[\Delta t \left(1 + \frac{l^2 q_{sw}}{c_p R_w T^2} \right) \right]^{-1} \quad (\text{if } q_v < q_{sw}, \text{ cloud evaporates}) \quad (a.4)$$

b) 本モデル

(a.1)+(a.2)+(a.3)+

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

$$PCOND = \frac{dq_c}{dt} = \frac{4\pi N_0 \rho_w r^2}{rA} \left\{ \left(\frac{e}{e_s} - 1 \right) - \frac{3.6 \times 10^{-5}}{rT} + \frac{8.6 M_{ss}}{r^3 M_N} \right\} \quad (b.2)$$

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

Sv=PCOND+PREVP+PSDEP+PMLTEV+PDEPI+PINT(T<0°C)

Sc=PCOND+PSMLTI(T<0°C)-PRAUT-PRACW-PSACW

Si=PDEPI-PSMLTI(T<0°C)-PSACI-PConv+PINT(T<0°C)

Ss=PSDEP+PMLTEV(T≥0°C)-PSACI+PSMLT(T≥0°C)+PSACW(T<0°C)+PConv

Sr=PREVP+PRAUT+PRACW-PSMLT(T≥0°C)+PSACW(T≥0°C)

Sh=PCOND+PREVP+PMLTEV+PINT+PDEPI+PSDEP+PSMLT-PSMLTI+PSACW(T≥0°C)

qv:水蒸気混合比(kg/kg), qc:雲水混合比(kg/kg), qi:雲氷混合比(kg/kg), qs:雪の混合比(kg/kg), T:気温(K)

u,w,x,z方向風速(m/s), qr:雨の混合比(kg/kg), \bar{V} :落下速度(m/s), ρ_d :乾燥大気の密度(g/cm³)

N:エアロゾル数濃度(個/cm³), Γ_d :乾燥断熱減率(9.8×10^{-5} K/km), q_{sw} :水の飽和混合比(kg/kg)

l:水の凝結の潜熱(2.25×10^6 J/kg), c_p :乾燥大気の定圧比熱(1.005×10^3 J/kg/K)

Rw:水蒸気の状態定数(461J/kg/K), N_0 :代表雲粒個数濃度(個/cm³), r:雲粒の半径(cm)

ρ_w :溶液(滴)の密度(1.1g/cm³), ρ_s :微水滴の密度(1.0g/cm³), MN:溶質の分子量(例:NaCl=58.44)

M_{ss}:溶質の質量(g), e_s:温度(K)における平らな水面に対する飽和蒸気圧(hPa), e:水蒸気圧(hPa)

a:空気の温度拡散係数(1.91×10^{-5} m²/s), D:空気中における水蒸気の分子拡散係数(2.26×10^{-5} m²/s).

$$PRACW = \frac{\pi}{4} \rho_q c E_{RC} N_{OR} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.4} \times \left[\frac{a_0 \Gamma(3)}{\lambda_R^3} + \frac{a_1 \Gamma(4)}{\lambda_R^4} + \frac{a_2 \Gamma(5)}{\lambda_R^5} + \frac{a_3 \Gamma(6)}{\lambda_R^6} \right] \quad (16)$$

ここに, 係数 $a_0=-0.267$ (m/s), $a_1=5.15 \times 10^3$ (s), $a_2=-1.0225 \times 10^4$ (m/s), $a_3=7.55 \times 10^7$ (m²/s), $\Gamma(\cdot)$ はガンマ関数である。

(3) 雨粒の蒸発(EVAPORATION OF RAINWATER
(PREVP))

雨滴の蒸発に関し, Pruppacher and Klett²³は1)式(2)と同様に導いた曲面へ水蒸気が凝結することを熱力学的に解いた厳密解, 2)前述のように水滴が曲率

を持つことで水蒸気圧が増加するケルビン効果と水滴が溶解性の不純物を含むことで水蒸気圧が減少するラウール効果, 3)Beard and Pruppacher²³により風洞実験から導出した動いている水滴の蒸発率と静止している水滴の蒸発率が異なること, これらを考慮し雨滴の蒸発に関する発生項を導出している²⁴. Byers²⁵は曲面へ水蒸気が凝結することを熱力学で解いた厳密解から雨滴の蒸発項を導出した. 雨粒程度の大きな水滴からの水蒸気の収支を考えると Pruppacher and Klett²³が考慮したケルビン効果, ラウール効果は共に無視できるほど小さくなる. 著者等はこれらのことと踏まえて計算を簡略化するためにByers²⁵の示した式にPruppacher and Klett²³の示したA' と Beard and Pruppacher²³の実験式(F)を導入した式

表-4 計算条件 ($x=1,2,3,4$: エアロゾルに関する取り扱いによるモデルの違い)
(表中のMODELx-yのyは計算条件の違い)

	I.C.	B.C.	流入大気の相対湿度 R.H.	MODELx-y (y=1,2)	R.H.=100%(鉛直方向に一様)
気温 T	$T_0=30(^{\circ}\text{C})$ $\Gamma=65\text{K}/100\text{m}$ (水平方向に一様)	上端 $\frac{\partial T}{\partial Z}=0$		MODELx-3	下端境界(R.H.=100%)から上端境界(R.H.=60%)にかけて直線的に減少
		下端 $\frac{\partial T}{\partial Z}=0$		MODELx-4	下端境界(R.H.=100%)から上端境界(R.H.=10%)にかけて直線的に減少
		風上 I.C.で固定			
		風下 $\frac{\partial T}{\partial X}=0$			
混合比 q	$q_v, q_c, q_i, q_s, q_r = 0$	上端 MODELx-1 $q_v, q_c, q_i, q_s \rightarrow \frac{\partial q}{\partial Z} = 0$ $q_r = 1.0E-4(\text{kg/kg})$ (1.0(mm/hr))	気圧 P	静水圧分布で与える	
			風速場 u,v,w	流入風速 $u=10.0(\text{m/s})$ (鉛直方向に一様) 風の場: Potential flow として与えた ³⁵⁾³⁶⁾	
		下端 MODELx-y (y=2,3,4) $q_v, q_c, q_i, q_r, q_s \rightarrow \frac{\partial q}{\partial Z} = 0$	差分間隔	$\Delta x=1000(\text{m}), \Delta z=200(\text{m}), \Delta t=10(\text{s})$	
			拡散係数	$K_x, K_z=200(\text{m}^2/\text{s})$	
		風上 $q_c, q_i, q_r, q_s = 0$	エアロゾル		
		風下 $q_v, q_c, q_i, q_r, q_s \rightarrow \frac{\partial q}{\partial X} = 0$		NaCl(分子量 $M_N=58.44$)	

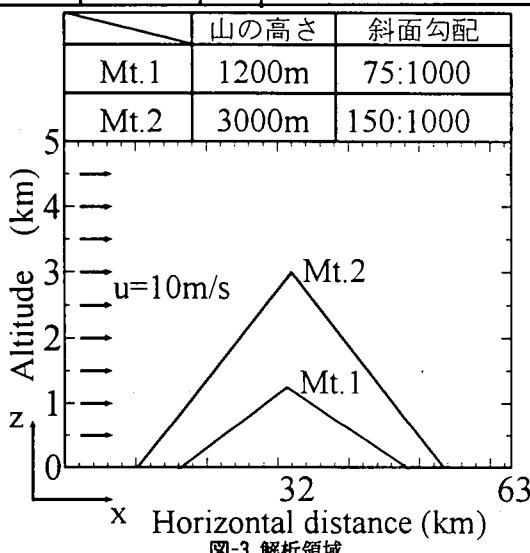


図-3 解析領域

(17)を用いる。これは直径が $D_R(\text{m})$ で雨滴の質量 $M(D_R)(\text{kg})$ の時間変化を示している。

$$\frac{dM(D_R)}{dt} = \frac{2\pi D_R(S-1)F}{A'+B'} \quad (17)$$

ここに、

$$A' = \frac{1}{K_a T} \left(\ln \frac{R_w T}{D M_w e_s} - 1 \right), \quad B' = \frac{R_w T}{D M_w e_s}$$

また

$$F = 0.78 + 0.31 S_c^{1/3} Re^{1/2} \quad (18)$$

S は雨粒周辺の湿度、 K_a は大気の熱伝導率(J/m/s/K)、 M_w は水の分子量、 R_w は気体定数(J/kmol/K)、 D

は大気中の水蒸気拡散率(m^2/s)、 e_s は水の飽和水蒸気圧(N/m^2)、 S_c はSchmidt数、 Re はReynolds数である。ただし蒸発が起きるのは式(17)左辺の(S-1)が負の時、すなわち不飽和状態のときであり、このときPREVPの値は負である。また過飽和状態の時、(S-1)は正となりこれは雨粒への凝結を意味する。全蒸発量は、式(18)を式(17)に代入し、式(13)を乗じ、全粒径にわたって積分すると式(19)を得る。ただしこの積分を容易にするため式(18)の Re の値で用いる代表流速を粒径の一次関数とした $V_R(D_R)=a'D_R$ 形を用いている。

$$PREVP =$$

$$\frac{2\pi N_{DR}(S-1)}{A'+B'} \left[0.78 \frac{(a'D_R)^{1/2}}{\lambda_R^2} + 0.31 \frac{(a'D_R)^{1/2}}{\lambda_R^3} \Gamma(3) \left(\frac{P_0}{P} \right)^{0.2} \right] \quad (19)$$

ここに、 a' は係数($a'=3 \times 10^3/\text{s}$)、 μ は大気の粘性係数(kg/m/s)である。

7. 計算条件

(1) 解析領域

図-3は本研究で解析する領域を示す。解析領域は水平方向に63(km)、鉛直方向に5(km)の鉛直2次元領域である。領域の中央に三角形状の山を配置し、領域左端($x=0(\text{km})$)から主流風速 $u=10(\text{m/s})$ の風を流入させる。風の場は著者らによって提案され解析的に求めたポテンシャルフローで計算されている³⁵⁾³⁶⁾。

(2)初期条件

表-4に初期条件を示す。気温は地表面で30(°C)とし、地表から上方に行くに従い0.65(°C/100m)の割合(標準大気の気温減率)で減少させる。水平方向には気温は一様に与える。地表面温度を30(°C)としたのは、本研究では暖かい雨を解析対象としているため、解析領域上端(高度5000(m))においても気温を0(°C)以上に保つためである。各混合比の初期値は0(kg/kg)で与えた。

(3)境界条件

表-4に境界条件を示す。大気流出側境界($x=63$ (km))と上端境界($z=5$ (km))においては全ての状態量、発生量は排出させる条件である。MODEL2による計算では、大気流入側境界からエアロゾルを個数濃度 N_0 で一様に流入させる。MODEL1-1,2-1では上端境界から降雨強度1.0(mm/hr)の雨を降らせ解析を行った。これはエアロゾルの存在と雲の種蒔き効果の関係を調べるためにある。MODEL1-3,1-4及びMODEL2-3,2-4においては、風上側境界の湿度分布を下端で100(%), 上端で60%または10%とし、その間は高度に伴い直線的に減少させた。

(4)エアロゾルに関する条件

本研究において対象とするエアロゾル粒子は雲粒核として作用する、粒径 $10^1\sim10^6(\mu\text{m})$ の粒子である。またエアロゾルの成分としては、粒径 $10^1\sim10^6(\mu\text{m})$ の吸湿性エアロゾルとして代表的なNaClを用いている。雲粒1個当たりに含まれるエアロゾルの質量は、 $1.0\text{E}-13(\text{g}/\text{num.})\sim1.0\text{E}-9(\text{g}/\text{num.})$ とした。エアロゾル数濃度は、海洋上で $10^2\sim10^3(\text{num.}/\text{cm}^3)$ 、陸地で $10^3\sim10^4(\text{num.}/\text{cm}^3)$ 、都市汚染大気中では $10^4\sim10^6(\text{num.}/\text{cm}^3)$ である²⁰。本論文ではエアロゾル数濃度を $10^2\sim10^5(\text{num.}/\text{cm}^3)$ として計算を行った。

(5)エアロゾル数濃度の高度分布

エアロゾル数濃度は、地表面付近から上空にいくにつれて急激に減少し、対流圈上部では $200\sim300(\text{num.}/\text{cm}^3)$ であることが知られている²⁰。本研究におけるMODEL4(エアロゾル地表面拡散モデル)を用いた計算では、著者らは地表面に $1000\sim10000(\text{num.}/\text{cm}^3)$ のエアロゾルが存在すると仮定して計算を行っている。地表面上のエアロゾル粒子は式(10)に従い拡散し、拡散したエアロゾルは境界層をつくりエアロゾル粒子の高度分布を形成する。

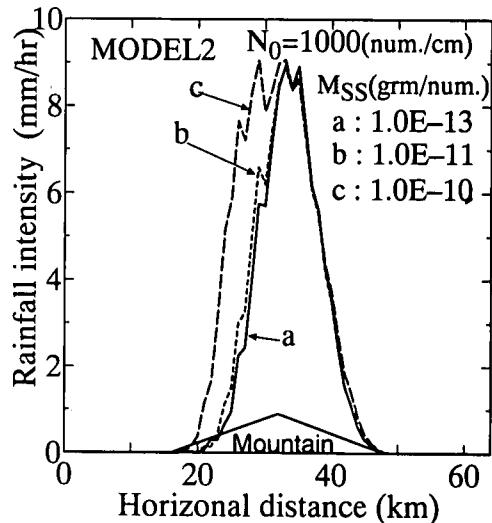


図-4 雲粒1個当たりに含まれる溶質の質量Mssを変化させたときの地上降雨強度の水平分布の変化(大気中のエアロゾルの数濃度 N_0 は $N_0=1000(\text{num.}/\text{cm}^3)$ で常に一定に保ってある。また図中の三角形は本計算に用いた山の水平位置を示している。)

8. 計算結果

(1)雲粒1個あたりに含まれるエアロゾルの質量の大きさと降雨強度の関係

図-4はMODEL2(エアロゾル一様分布モデル)による計算結果である。大気中のエアロゾル数濃度を $N_0=1000(\text{num.}/\text{cm}^3)$ に固定し、雲粒1粒当たりに含まれるエアロゾル溶質の質量(Mss)を $Mss=1.0\text{E}-13\sim1.0\text{E}-10(\text{g}/\text{num.})$ と変化させた場合の地上降雨強度の水平分布の変化を示している。雲粒1粒あたりに含まれる溶質の質量が大きいほど山の風上側斜面(水平距離32(km)地点よりも風上側)で強い降雨が確認された。また、最大地上降雨強度(計算領域中の地上における降雨強度の最大値)は溶質の質量を変化させてもほとんど変わらないことがわかった。

(2)エアロゾル数濃度が降雨に及ぼす影響

図-5は雲粒1個当たりに含まれる溶質質量Mssを一定にして大気中のエアロゾル数濃度 N_0 を変化させた場合の地上降雨強度の水平分布の変化を示したものである。この図よりエアロゾル数濃度 $N_0=100(\text{num.}/\text{cm}^3)\sim1000(\text{num.}/\text{cm}^3)$ の間では N_0 が大きいほど地上での降雨強度が強くなることがわかる。しかし降雨域は $x=20\sim52(\text{km})$ 付近でほとんど変化しない。図-6は大気中のエアロゾル数濃度の変化に対する最大地上降雨強度の変化を示している。図-6から大気中のエアロゾル数濃度の増加に伴い地上での最大降雨強度(Rmax)は強くなり、 $N_0=1200(\text{num.}/\text{cm}^3)$ 付

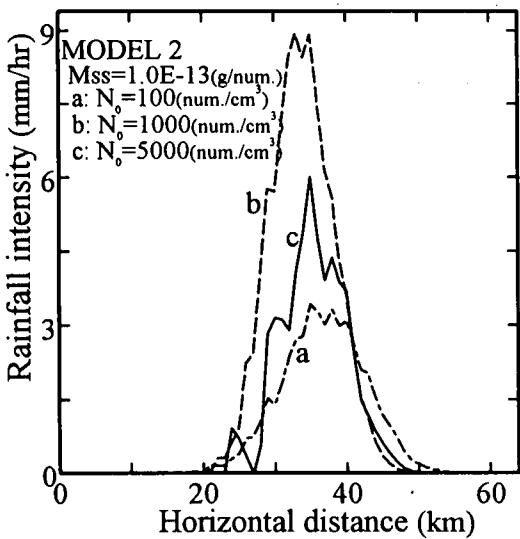


図-5 大気中に含まれるエアロゾルの数濃度 N_0 と地上降雨強度の関係
(エアロゾルが空間に一様に分布するMODEL2を用いた計算結果、溶質の質量 M_{ss} は一定で、大気中のエアロゾルの数濃度 N_0 を変化させて計算を行った。)

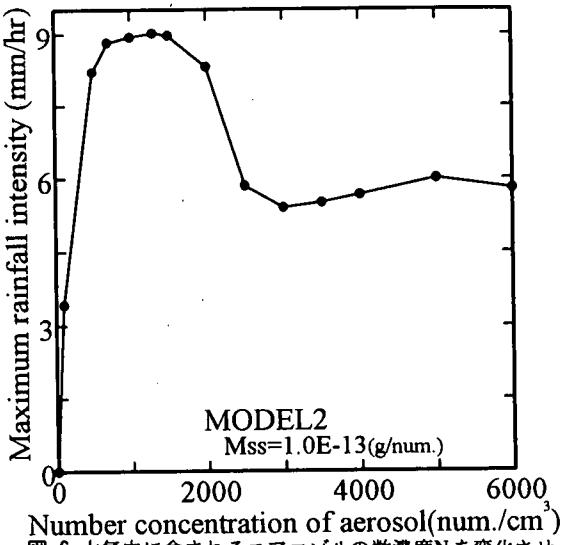


図-6 大気中に含まれるエアロゾルの数濃度 N_0 を変化させたときの地上での降雨強度の最大値の変化
(エアロゾルが空間に一様に分布するMODEL2を用いた計算結果、最大地上降雨強度は、ある N_0 における計算結果において最も強い降雨強度を示した地点における地上の降雨強度のこと。)

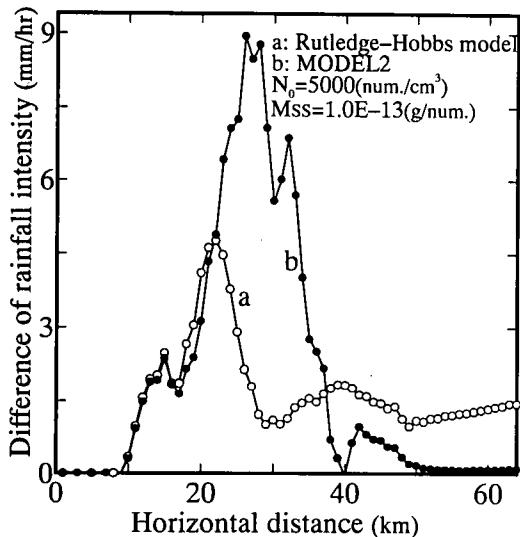


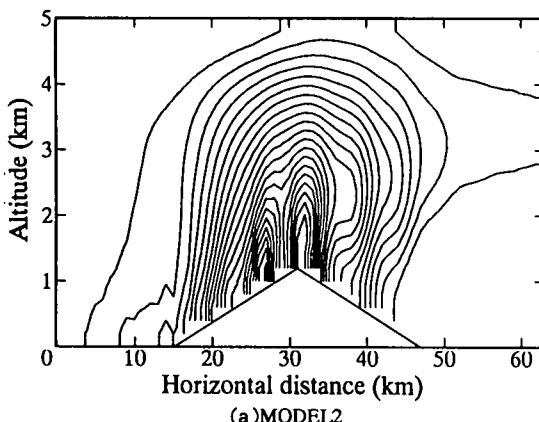
図-7 上端境界($Z=5\text{km}$)から強度 $1.0(\text{mm}/\text{hr})$ の降雨を与えた場合と与えない場合の地上各点での降雨強度の差(aはRutledge-Hobbs modelを用いて上端の境界条件を変えて計算した地上降雨強度の差をとったもの。bはエアロゾルが空間に一様に分布するとしたMODEL2-1を用いて同様の計算を行った結果。)

近でピーク($R_{max}=8.98(\text{mm}/\text{hr})$)を迎えた後減少に向かい、 $N_0=3000(\text{num.}/\text{cm}^3)$ 以上ではほぼ一定値($R_{max} \approx 6(\text{mm}/\text{hr})$)をとることがわかる。図-5と図-6の結果は、エアロゾルの存在を考慮することは基本的にはより低湿度の大気状態においても雲及び降雨が発生することにつながり、始めは R_{max} は増加に向かうが、大気中のエアロゾル数濃度が大きくなりすぎる

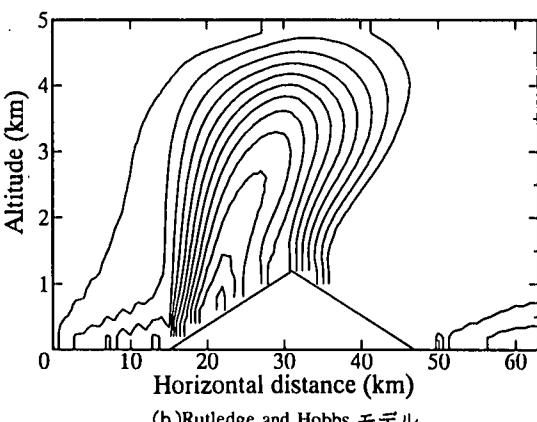
とエアロゾル1個1個が大気中の水蒸気を奪い合い、エアロゾル1個当たりに凝結する水蒸気量が減少するため、一つ一つの雲粒が雨滴の大きさまで成長できなくなるためであると思われる。このことは、9(1)d)で示す著者らにより実施された実スケールの雲物理実験結果や、2で示したTakahashi and Lee¹⁹の計算結果と一致するものであり²⁰、その結果、雲は発生するが雨滴の大きさまでには成長できずに R_{max} は減少に向かう。また、エアロゾルの存在を考慮していないMODEL1(RHモデル)による計算では最大地上降雨強度は $9.08(\text{mm}/\text{hr})$ であり、図-6からエアロゾルの存在を考慮したMODEL2を用いて計算した最大地上降雨強度は、どの N_0 においてもエアロゾルの存在を考慮しないMODEL1(RHモデル)による最大地上降雨強度の計算値よりも小さい降雨強度を示すことがわかる。これは、MODEL1では雲粒の粒径に関わらず、雲水量がある一定の値を超えたところで全て雨水に転換していたのに対して、著者らの提案したMODEL2では、転換の条件として新たに「代表雲粒粒径が $5.0(\mu\text{m})$ 以上に成長していること」という条件を付け加えたためである。

(3) エアロゾルの存在が雲の種蒔き効果に及ぼす影響

図-7は上端境界から $1.0(\text{mm}/\text{hr})$ の降雨強度を与えて計算した場合の地上降雨強度と与えないで計算し



(a) MODEL2



(b) Rutledge and Hobbs モデル

((a) MODEL2 (b) Rutledge and Hobbs モデルを用いて計算した上端境界から降雨を与えない場合の雲水混合比の空間分布。コンタ幅は $1.0E-4$ (kg/kg)。雲水混合比の最大値は(a)2.13E-3(kg/kg)(b)1.24E-3(kg/kg)

図-8 雲水混合比の空間分布

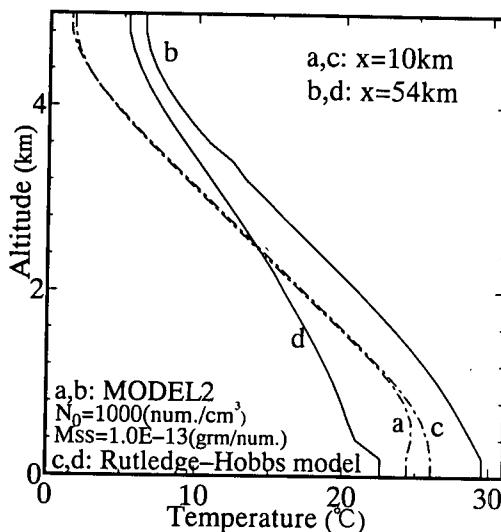


図-9 水平距離x=10km,54km 地点の気温の鉛直分布

(a,b)はエアロゾルが空間に一様に分布しているとするMODEL2を用いた計算結果。c,dはエアロゾルの存在を考慮していないRutledge and Hobbs modelを用いた計算結果。)

た場合の地上降雨強度の差をとったものである。曲線aがRHモデル(MODEL1)を用いて計算した場合、bがエアロゾルを考慮したモデル(MODEL2($N_0=5000$ (num./cm³), $M_{ss}=1.0E-13$ (g/num.)))を用いて計算した場合の計算結果である。RHモデル(a)は上端から与えた降雨1mmに対して最大4.5mm増加している。またエアロゾルを考慮したモデル(b)に関しては最大9mm増加している。このように上端から与えた以上の降雨が地上で得られていることを示し、いわゆる種蒔き効果を再現出来たことになる。図-7より、MODEL2-1(b)の計算結果の方が上端境界から降雨を与えたことによる地上降雨強度の増加量が大きいこ

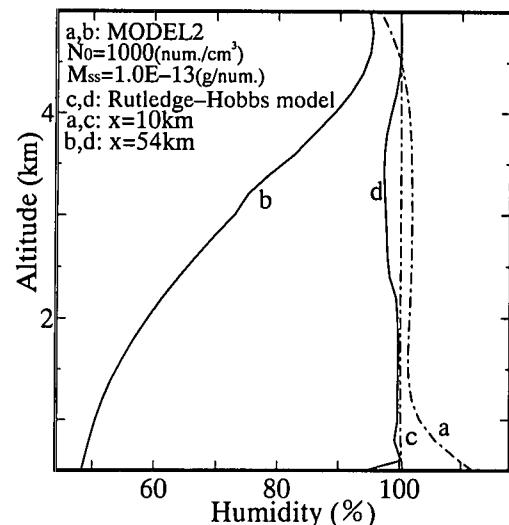


図-10 水平距離x=10km,54km 地点の相対湿度の鉛直分布

(a,b)はエアロゾルが空間に一様に分布しているとするMODEL2を用いた計算結果。c,dはエアロゾルの存在を考慮していないRutledge and Hobbs modelを用いた計算結果。)

とがわかる。図-8は図-7の計算において上端境界から降雨を与えないMODEL2-2とMODEL1-2の場合の雲水混合比の空間分布である。図-8より、エアロゾルを考慮した計算(a)の方が考慮しない計算(b)よりも雲生成量が多いことがわかる。従って、計算領域中に分布する雲水の量が多いMODEL2-1の方が、雨滴が落下するときにより多くの雲水を捕捉するため、図-7において上端境界から1.0(mm/hr)の降雨強度を与えて計算した場合の地上降雨強度と与えないで計算した場合の地上降雨強度の差が大きくなつたと考えられる。

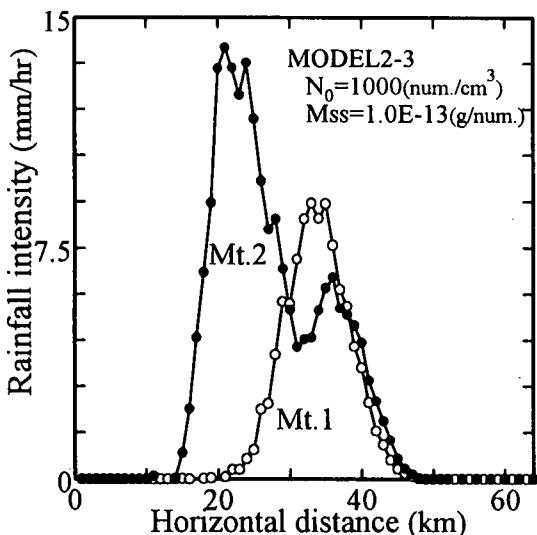


図-11 地形の違いによる地上降雨強度の水平分布の変化

(エアロゾルが空間に一様に分布し、流入大気の相対湿度は風上側境界下端で100%R.H.、上端で60%R.H.とするMODEL2-3を用いた計算結果。Mt.1の高さは1200m、斜面勾配は75/1000、Mt.2の高さは3000mで、斜面勾配は150/1000。図3参照)

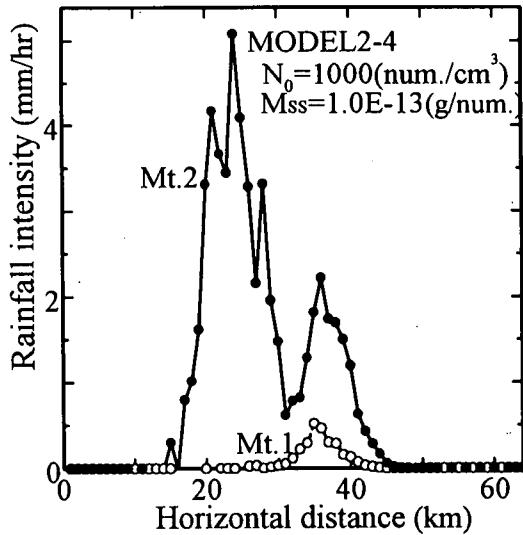


図-12 地形の違いによる地上降雨強度の水平分布の変化

(エアロゾルが空間に一様に分布し、流入大気の相対湿度は風上側境界下端で100%R.H.、上端で10%R.H.とするMODEL2-4を用いた計算結果。Mt.1の高さは1200m、斜面勾配は75/1000、Mt.2の高さは3000mで、斜面勾配は150/1000。図3参照)

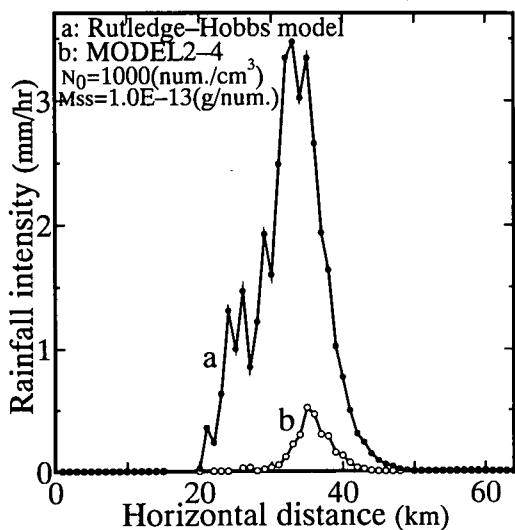


図-13 エアロゾルの存在を考慮しない場合(a)と考慮した場合(b)の地上降雨強度の水平分布の違い(bはエアロゾルが空間に一様に分布するとしMODEL2-4による計算結果。流入大気やその他の条件はa,bとも同じである。)

(4) フーン現象の表現

図-9, 10はMODEL1-2及びMODEL2-2($N_0=1000$ (num./cm³), $M_{ss}=1.0E-13$ (g/num.))を用いて計算した場合の山の風上側($x=10$ (km))と風下側($x=54$ (km))における気温と相対湿度の高度分布である。図-9より、山の風下側($x=54$ (km))地上付近において、MODEL2-2による計算結果(b)の方がMODEL1-2によ

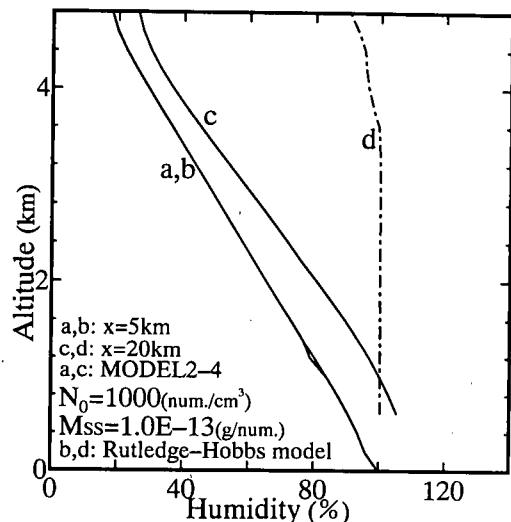


図-14 図-13の計算における水平距離x=5km, 20km地点の相対湿度の鉛直分布

(a,cはエアロゾルが空間に一様に分布するとMODEL2-4による計算結果。b,dはエアロゾルの存在を考慮しないRutledge and Hobbs modelを用いて計算した結果。)

る計算結果(d)よりも気温が約7(°C)高いことがわかる。さらに図-10の相対湿度の鉛直分布を示した図中のbとdを比較することにより、MODEL2-2による計算結果(b)の方がMODEL1-2による計算結果(d)よりも乾いた空気が風下側斜面($x=54$ (km)地点)に入り込んでいることがわかる。この現象は吉野正敏¹⁷が定義するフーン現象と一致する。MODEL1-2で

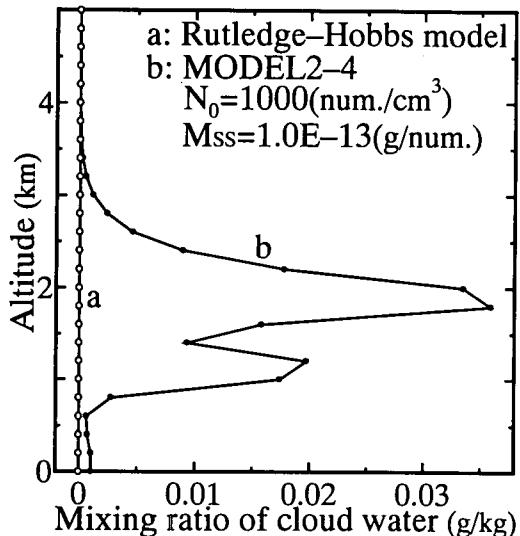


図-15 図-13の計算における水平距離 $x=10\text{km}$
地点の雲水混合比の鉛直分布

(b)はエアロゾルが空間に一様に分布するとし MODEL2-4
による計算結果。aはエアロゾルの存在を考慮しない
Rutledge and Hobbs model を用いて計算した結果。)

は、計算領域中の大気が相対湿度100(%)に達した時
点で水蒸気の相変化が起こるのに対しても、
MODEL2-2では計算領域中の大気がエアロゾルが活
性化する湿度(本計算に用いたNaClではR.H.=70(%))
に達した時点で水蒸気の相変化が起こるため、山の
風下側において湿度の下降が見られ、水平距離54
(km)地点の地表面(高度 0(km))における相対湿度は
水平距離10(km)地点における相対湿度よりも約60
(%)低い50(%R.H.)となる。

(5)流域の地形形状が降雨に及ぼす影響

図-11はMODEL2-3において、地形を変化させた場合の地上降雨強度の変化を示したものである。こ
こで流入大気の相対湿度分布をこれまでの計算と変
えたのは、山の裾野がx軸の12km地点まで達してい
る高さ3000mの山を用いても雨の降りだし地点がx
軸十数km地点になり、Mt.1とMt.2及び図-11と図-12
の比較がしやすいためである。図-11より、計算領
域内の山が高いほど山の風上側斜面でより降雨強度
が強くなることがわかる。地形2(山の高さ3000(m))
の場合の方がより風上側から雨が降り始めるのは、
山が高い分、山の裾野がより風上側まで延びるため
である。同様に、図-12はMODEL2-4における地上
降雨強度の地形による変化を示している。
MODEL2-4はMODEL2-3の計算において上端境界の
相対湿度をR.H.=10(%)に減少させた計算である(表-

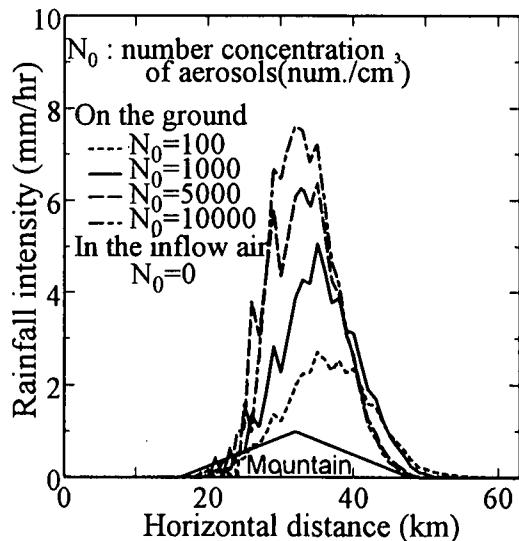


図-16 地表面に存在するエアロゾルの数濃度の違い
による地上降雨強度の水平分布の変化

(風上側境界からの流入大気中にはエアロゾルは含まれて
おらず、地表面のみにそれぞれN₀=100, 1000, 5000, 10000
(num./cm³)の数濃度のエアロゾルを与えて計算した。)

4). 図-11と同様に、計算領域内の山が高いほど風
上側斜面で降雨強度が強くなる。図-11と図-12より、
流入大気の上端での相対湿度が50(%R.H.)高い
MODEL2-3の方が地上降雨強度は強くなることがわ
かる。その差は最大地上降雨強度で地形1のとき約
9(mm/hr)、地形2のとき約8.5(mm/hr)である。

(6)曇りの天気の表現

図-13は図-12と同様に、上端境界における相対湿
度をR.H.=10(%), 下端境界における相対湿度をR.H.
=100(%)としたMODEL1-4(RH モデル)とMODEL2-4
(エアロゾル一様分布モデル)で計算した地上降雨強
度の水平分布を示している。この図より、
MODEL2-4による計算結果の方がMODEL1-4による
計算結果よりも降雨強度が小さいことがわかる。図
-14はこのときの水平距離 $x=5\text{(km)}, 20\text{(km)}$ 地点にお
ける相対湿度の鉛直分布を表している。また図-15
は水平距離10(km)地点における雲水混合比の鉛直分
布を表している。図-14, 図-15よりMODEL2-4では
水蒸気不飽和状態において雲が発生していることが
確かめられる。また、MODEL1-4では水蒸気過飽和
状態で雲生成が行われるため、計算領域中の相対湿
度は100(%)に近づくことになりMODEL2-4と比較す
ると相対湿度が高くなる。つまり、エアロゾルの存
在を考慮することで雲は発生しているが雨は降らない、
曇りの状態を表現することができるようになっ

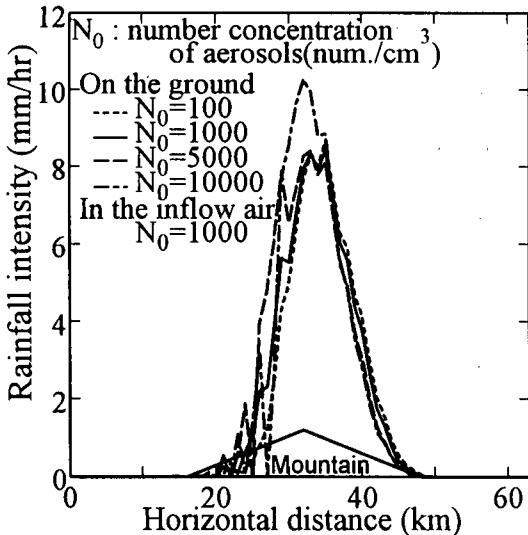


図-17 地表面に存在するエアロゾルの数濃度の違いによる地上降雨強度の水平分布の変化
(風上側境界からの流入大気中には数濃度 $N_0=1000$ (num./cm^3)のエアロゾルを入れ、地表面におけるエアロゾルの数濃度は図中の各値を用いて計算した。)

た。

(7)地上付近に存在するエアロゾルが降雨に及ぼす影響

図-16はMODEL4(エアロゾル地表面拡散モデル)を用いて計算した地上降雨強度の水平分布を示している。この計算では流入大気にはエアロゾルは含まれておらず、領域下端の地表面から拡散したエアロゾルのみが大気中に存在する場合の地上降雨強度分布である。この図より、流入大気中にエアロゾルが存在しない場合、地上での降雨強度は地表面のエアロゾル数濃度が大きいほど強くなることがわかる。図-17、図-18はMODEL4において流入大気に $N_0=1000(\text{num./cm}^3)$, $5000(\text{num./cm}^3)$ のエアロゾルが含まれている場合の計算結果である。図-17、図-18より、流入大気中にエアロゾルが含まれる場合は、地表面のエアロゾル数濃度が変化しても地上降雨強度はあまり変化しないことがわかる。しかし、図-17と図-18を比較すると明らかに降雨強度に差がある(地表面の $N_0=10000(\text{num./cm}^3)$ の場合で約3(mm/hr)の差)。このことより、地表面に存在するエアロゾルよりも流入大気中に含まれるエアロゾルの方が地上での降雨強度に大きな影響を及ぼすことがわかる。

(8)地形性降雨の空間2次元計算におけるまとめ

エアロゾルの存在を考慮した地形性降雨の2次元計算の結果以下のこととが明らかになった。

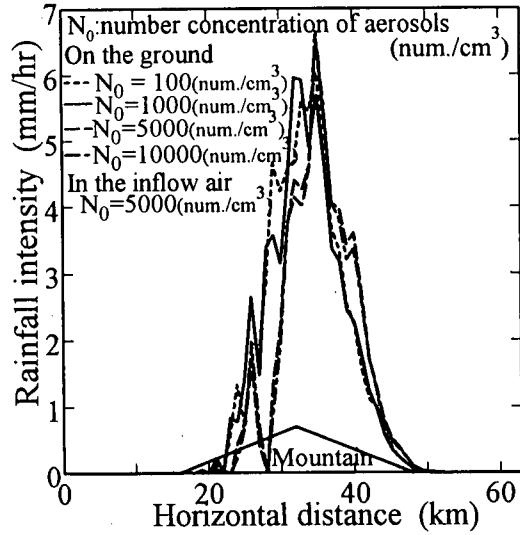


図-18 地表面に存在するエアロゾルの数濃度の違いによる地上降雨強度の水平分布の変化
(風上側境界からの流入大気中には数濃度 $N_0=5000$ (num./cm^3)のエアロゾルを入れ、地表面におけるエアロゾルの数濃度は図中の各値を用いて計算した。)

- 1)最大地上降雨強度の大きさは雲粒1個当たりに含まれるエアロゾルの質量の大きさには依存しない。
- 2)大気中に含まれるエアロゾル数濃度 N_0 の増加に伴い最大地上降雨強度は増加していくが、ある N_0 をピークに減少に転じ、その後一定値をとる。
- 3)地形性降雨においてエアロゾルの存在は降雨をおさえる効果を有する。
- 4)エアロゾルの存在を考慮した降雨モデルにおいて、地形性降雨に上空からの降雨が加わると、エアロゾルを核として生成した雲粒が雨滴に捕捉されるために、上空からの降雨がない場合に比べて地上での降雨強度は増加する。その増加率はエアロゾルの存在を考慮しないRHモデルによる同様の計算結果よりも大きい。
- 5)山の標高が高いほど風上側すなわち山の前面で強い降雨が確認される。
- 6)既存の降雨モデルでは水の相変化の閾値に相対湿度100(%)を用いているために水蒸気不飽和状態における雲物理、降雨現象を表すことができなかったが、本モデルによって表現することができるようになった。
- 7)エアロゾルの存在を考慮した本モデルを用いることによって、RHモデルでは表現できなかった雨が降らずに雲が発生する曇りの状態を表現することが可能となった。
- 8)既存の降雨モデルでは表現できなかったフェーン現象をエアロゾルの存在を考慮した降雨モデルによって表現することができるようになった。
- 9)地表面から拡散されたエアロゾルよりも、流入大気中に含まれるエアロゾルの方が降雨

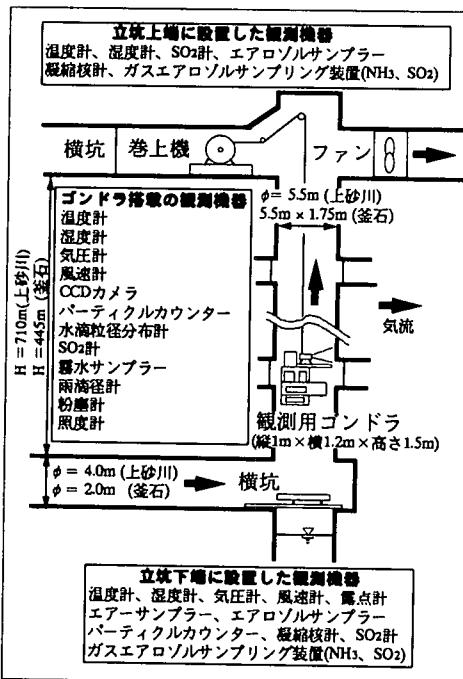


図-19 本研究で使用した実スケール雲物理実験施設の概要(著者らにより廃坑となった鉱山の立坑を利用してつくられた実験施設。実験立坑の深さは上砂川立坑で約710m、釜石立坑では約430m。この立坑内部に発生する雲を観測用ゴンドラに搭載した各種観測機器を用いて観測する。)

に大きな影響を与える。

9. 長大立坑を用いた実スケール雲物理実験結果との比較

著者らは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実スケールの雲物理実験を行ってきた^{23,29,40}。実験はこれまでに、北海道上砂川町にある三井石炭鉱業内の立坑(以下、上砂川立坑:長さ710(m))で5回、岩手県釜石市にある釜石鉱山内の立坑(以下、釜石立坑:長さ430(m))で3回の計8回行われた。図-19に釜石鉱山における雲物理実験の概要を示す。観測は各種観測機器を搭載した観測用ゴンドラ(縦1(m)×横1.2(m)×高1.5(m))を立坑内に発生した雲の中で昇降、停止させることにより行う。ゴンドラにはサーミスタ式温度計、高分子静電容量式湿度計(VAISALA社製、HMP35A型)、サーミスタ式(芝浦電子製)及び多点熱式(アイ電子技研製、MV-01-6BLR型)風速計、前方散乱式粉塵計(柴田科学器械工業社製、LD-1型)、気圧計(VAISALA社製、PTA427型)、デジタル照度計(MINOLTA製、T-1H型)、露点計(EG&G Model

660)、二酸化硫黄濃度計(ThermoElectron Model 43S、パルス蛍光法SO₂分析計)、雲粒粒径分布計(三啓社製)、レーザー雨滴計(中央大学理工学部製)、雲水サンプラー、パーティクルカウンター(リオン社製、KC-01B型)、立坑内の気流透過度及び雨滴を撮影するためのビデオカメラが搭載されている。実験時、立坑内には上端に設置した大型ファンにより、上砂川立坑で1.3~2.2(m/s)、釜石立坑で0.6~1.2(m/s)の強制上昇風が発生している。流入大気の状態は年間を通じてほぼ一定で、上砂川立坑では気温は22~24(°C)、相対湿度は50~80(%)、釜石立坑では気温は約13(°C)、相対湿度は94~97(%)である。これまでの実験で、純粋の飽和蒸気圧以下の状態においても、水蒸気が雲粒に相変化していることが観測された。また、これまでの研究で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—エアロゾルの湿潤化—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、これが雲粒子の形成において本質的であることを明らかにしてきた。さらにこのことが水蒸気不飽和状態において水蒸気分子が次々と湿潤化したエアロゾルの表面に沈着、凝結して雲粒子に成長する要因であることを見いだした。ここで著者らは本論文で構築したエアロゾルの存在を考慮した降雨モデルをさらにエアロゾルの粒径分布を考慮した降雨モデルに改良し、立坑実験における雲の発生をシミュレートすることによりエアロゾルの粒径分布が雲の形成に及ぼす効果を明らかにした。

(1) 実スケール雲物理実験結果

今までに行なった実験のうち、上砂川立坑における92年4月と93年3月の2回は立坑内で雲が発生しておらず、92年7月と9月、93年8月の3回及び釜石立坑における95年4月と10月、96年9月の3回は雲の発生が確認されている。

a) 実験立坑内において観測された気温

図-20は立坑内の気温の鉛直分布を示したものである。立坑内に雲が発生しなかった上砂川立坑における93年3月の実験では、気温は立坑下端から上端にかけて乾燥断熱減率で減少している。これに対して、観測用ゴンドラに搭載されたビデオカメラの画像などにより雲の発生が確認された92年7月と9月の上砂川立坑における実験では、気温の減率は雲の発生高度より約50(m)下方で乾燥断熱減率から湿潤断熱減率に変化している。また釜石立坑では、95年4

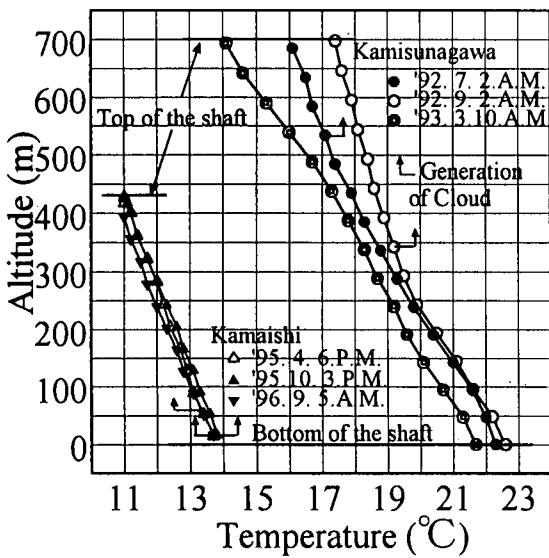


図-20 実験立坑内において観測された気温の鉛直分布
(上砂川立坑(深さ約710m), 釜石立坑(深さ約430m)とも立坑下端を高度0mとし, 上向きに高度をとった. ↑印よりも上方で雲が発生している.)

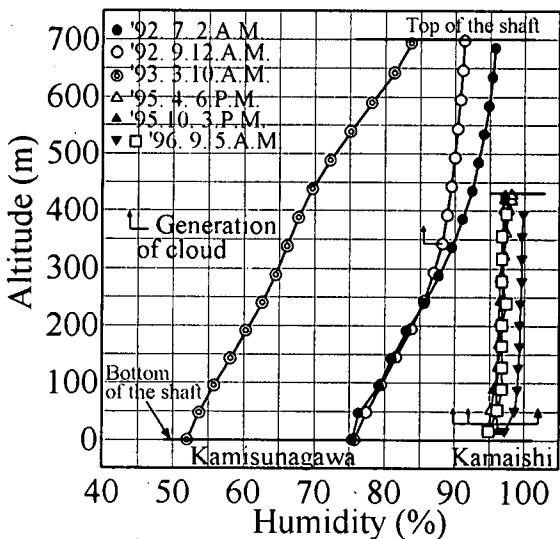


図-21 実験立坑内において観測された相対湿度の鉛直分布
(印は, 釜石立坑において鏡面式露点計を用いて計測した露点温度とサーミスタ式温度計を用いて計測した気温から計算した相対湿度の鉛直分布. その他の印は静電容量式湿度計を用いた観測値.)

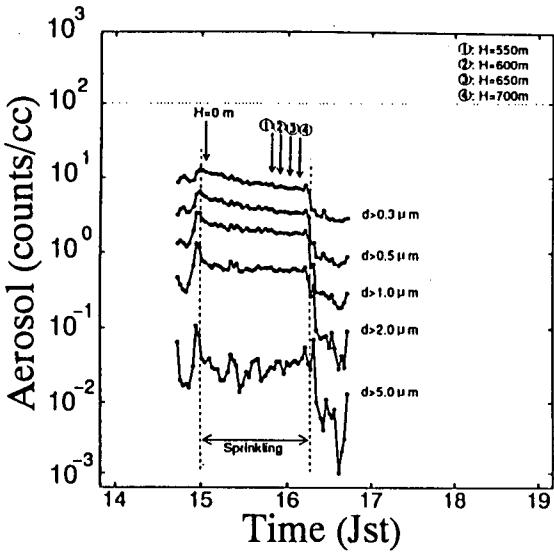
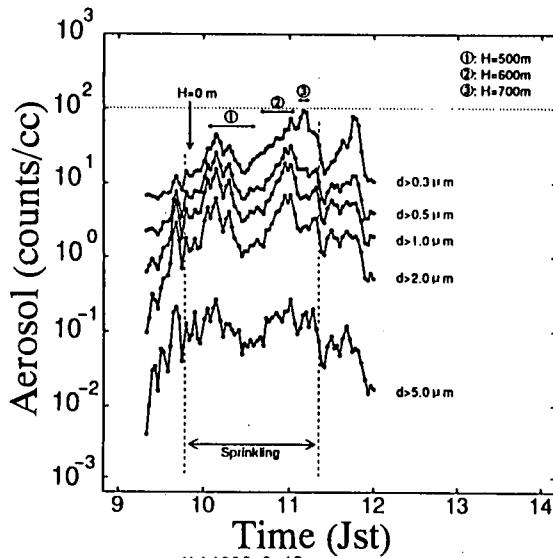


図-22 実験立坑内に流入する大気中に含まれるエアロゾルの濃度の時間変化
(a)1993.8.11



(b)1993.8.12

~30(m)上方から雲が発生しているので, 気温はほぼ立坑下端から上端にかけて湿潤断熱減率で減少している. これは, 雲の発生により潜熱が放出されるためであり, 潜熱の放出により雲底下と雲内の気温減率が変化するということが実スケールで実験的に実証された.

b)実験立坑内において観測された相対湿度

図-21は立坑内の相対湿度の鉛直分布を示したものである. 雲の発生が確認されなかった93年3月の実験と立坑のほぼ下端から雲が発生している釜石立

坑における3回の実験では, 相対湿度は立坑下端から上端にかけて直線的に増加しているが, 立坑の途中から雲が発生した92年7月と9月の上砂川立坑における実験においては, 雲の発生が確認された高度付近で相対湿度の増加率が減少している. また, ここで着目すべき結果は, 両立坑において相対湿度100(%)以下で雲が発生していることである. 図-21中の□印は96年9月の実験において露点計で計測した露点温度とサーミスタ式温度計で計測した気温から求めた相対湿度の鉛直分布を示したものである. この

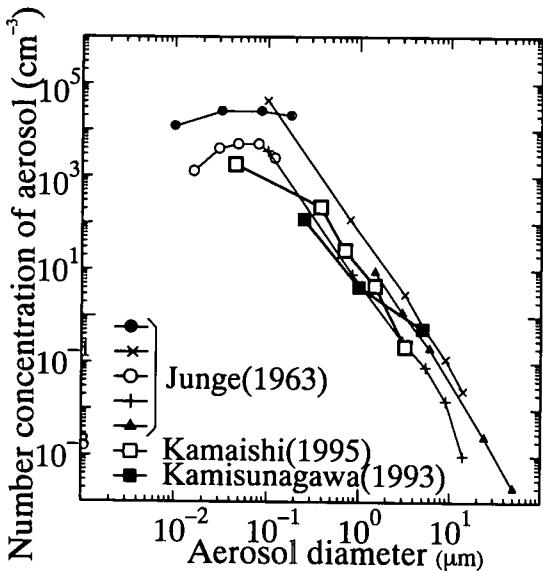


図-23 上砂川、釜石両立坑における流入大気中のエアロゾルの粒径分布とJunge分布の比較(上砂川立坑では粒径 $d \geq 0.3 \mu\text{m}$ 、釜石立坑では $d \leq 0.01 \mu\text{m}$ のエアロゾルを測定した。)

露点温度計を用いた相対湿度の計測方法は、静電容量式湿度計の絶対校正を行う際の基準値を求めるのにも用いられている方法である。図-21において露点温度から求めた相対湿度は静電容量式湿度計を用いて計測した相対湿度(\blacktriangledown 印)よりも各高度で2(%R.H.)ほど低い値を示しており、この結果からも相対湿度100(%)以下で雲が発生していることが示された。また実際の観測において雲が発生していることはビデオ画像や目視、立坑内における気温の鉛直分布の測定などにより確認できる。

c) 実験立坑内に流入する大気中に含まれるエアロゾルの粒径分布

図-22は1993年8月11日P.M.と12日A.M.に観測された立坑流入大気中に含まれるエアロゾル数濃度の時間変化を示したものである⁴¹⁾。12日A.M.の実験時のエアロゾル数濃度は11日P.M.と比較して、各粒径において約5倍の数濃度であった。エアロゾル粒子の組成成分は、凝結核として有効なNa,Clや土壤起源のAl, Siが多く、その他にS,Ca,Fe,Cuなども含まれていた。図-23は著者らが上砂川、釜石両立坑で測定した流入大気中のエアロゾルの粒径分布とJungeがヨーロッパ大陸の対流圏で測定したエアロゾルの典型的な粒径分布を比較したものである。上砂川、釜石両立坑のエアロゾルの粒径分布はJunge分布に近い粒径分布をしていることがわかる。

d) 実験立坑内において観測された雲粒粒径分布

図-24は1993年8月11日P.M.と12日A.M.の実験時の立坑各高度における雲粒粒径分布である。このデータ

表-5 計算条件

		上砂川立坑(700m)(釜石立坑(427m))			
		$\Delta t=0.005\text{s}, \Delta z=7\text{m}(5\text{m}), k=5.0\text{m}^2/\text{s}$			
q_v	q_c	R.H.82.0% (R.H.97.0%)		$\frac{\partial q_v}{\partial z}=0$	R.H.82.0% (R.H.97.0%)
		0.0(kg/kg)	$\frac{\partial q_c}{\partial z}=0$		$\frac{\partial q_c}{\partial z}=0$
q_r	$I.C.$	0.0(kg/kg)	上端	0.0	下端
T		下端296.0K (下端287K)		$\frac{\partial T}{\partial z}=0$	$\frac{\partial T}{\partial z}=0$
		標準大気の減率 0.66(K/100m)		初期値固定	初期値固定

タは観測用ゴンドラに搭載した水滴径分布計により得られた値である。流入大気中のエアロゾル数濃度が少なかった11日P.M.の雲粒粒径分布は、高度が上がるにつれて雲粒が成長し、粒径の小さい雲粒が減少し、粒径の大きい雲粒が増加していることがわかる。これに対し流入大気中のエアロゾル数濃度が11日P.M.の約5倍であった12日A.M.の観測では、高度が高くなつても雲粒粒径分布はあまり変化していないことがわかる。これはエアロゾル数濃度が多い場合には雲粒数が多くなり、雲粒による大気中の水蒸気の奪い合いが生じ、雲粒1粒当たりの水蒸気の凝結量が減少するためである。従って、高度が高くなつても雲粒は大きく成長できずに雲粒粒径分布はほぼ等しくなる。

(2) 実スケール雲物理実験で発生した雲の再現計算の計算条件

表-5に計算条件を示す。気温や相対湿度、風速、気圧などの諸条件は実際の観測結果と同じ値を用いた。また本計算に用いた降雨モデルは本論文中的MODEL3(エアロゾル収支モデル)である。エアロゾルの粒径分布に関しては図-23の観測結果にJunge分布を参考にした $d \geq 10^1 (\mu\text{m})$ における分布と $d \leq 10^{-1} (\mu\text{m})$ における分布を補い粒径分布をつくり(図-25)、その分布を5つの離散値に代表させて計算を行った。また比較のために、MODEL1(RHモデル)でも計算を行った。

(3) 実スケール雲物理実験で発生した雲の再現計算の結果

a) 上砂川立坑

図-26はエアロゾルの粒径分布を図-25のCase1~3まで変化させたときの気温の計算値と観測値の比較を示したものである。立坑下端から高度が上がるに

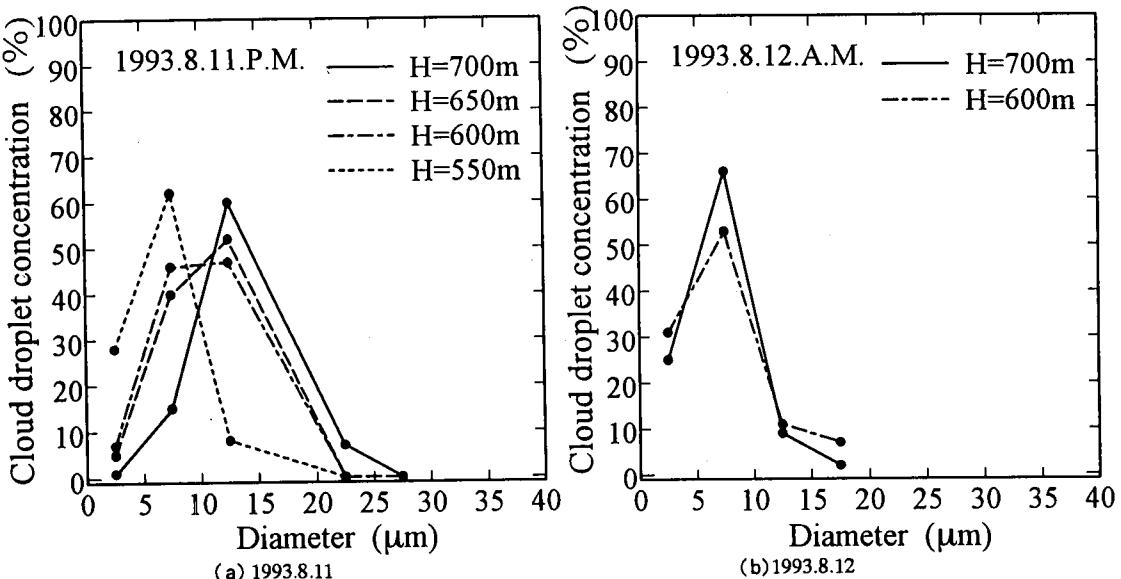


図-24 実験立坑内において観測された雲粒粒径分布の高度変化
(雲粒粒径分布計を用いて撮られたビデオ画像から求めた粒径分布)

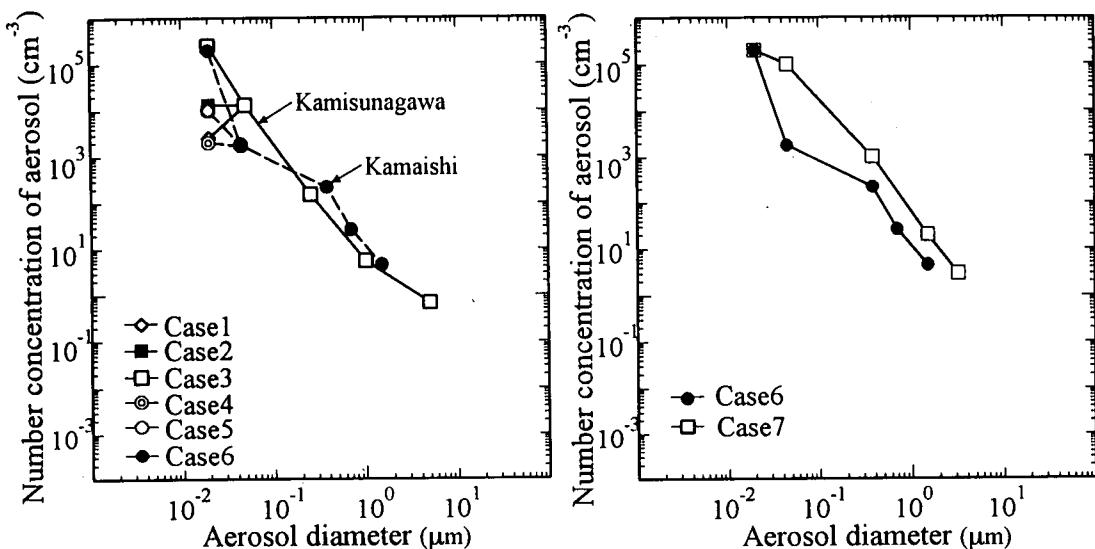


図-25 実計算に用いたエアロゾルの粒径分布
(Case1～3までは上砂川立坑, Case4～7は釜石立坑)

つれ気温は減少するが、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($\text{K}/100\text{m}$)、高度450(m)より上では約0.42($\text{K}/100\text{m}$)と変化している。これは、水蒸気が凝結するときに放出する潜熱のためである。Case1,2,3と粒径 $d=0.02(\mu\text{m})$ のエアロゾルの数濃度が大きくなるほど雲の存在する高度450(m)以上での気温減率が減少しCase3($N_0=200000(\text{num./cm}^3)$)の計算値が観測値と良く一致する。またRHモデルによる計算値の直線的な高度変化に対し本改良モデルを用いた計算結果は曲線的に変化しており、観測値の高度変化を適確に表現して

いる。図-27はこのときの雲水混合比の鉛直分布を示している。エアロゾル数濃度の高いCase3の雲水混合比はCase1,2と比べて高く、この図より $d=0.02(\mu\text{m})$ の大きさのエアロゾル(エイトケン粒子)の個数は雲水量の増加に効くことがわかる。また実際の観測ではゴンドラに搭載した気流透過度観測カメラ、雨滴観測カメラ及び雲粒子径観測器によって立坑内に発生する雲の観測を行った。その結果、高度450(m)付近から上で雲が発生していることが確認されている。図-27より、RHモデル、本モデルとともに雲の発生高度を良く再現していることがわか

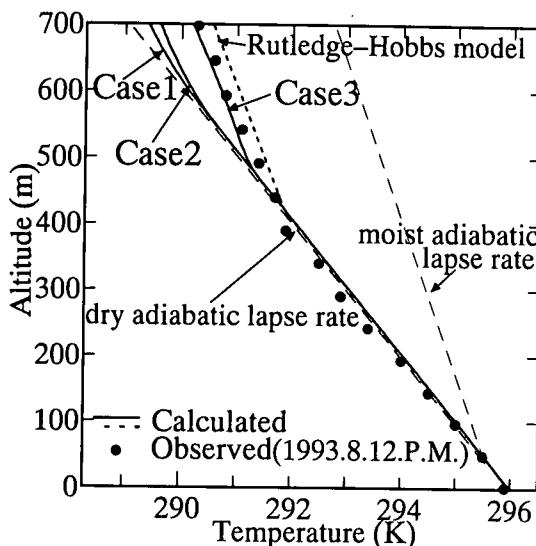


図-26 気温の計算値と観測値の比較(上砂川立坑)
(実スケール雲物理実験で発生した雲の再現計算の結果。点線はRutledge and Hobbs モデルを用いて計算した結果。実線はエアロゾルの粒径分布を考慮したモデルを用いて計算した結果。)

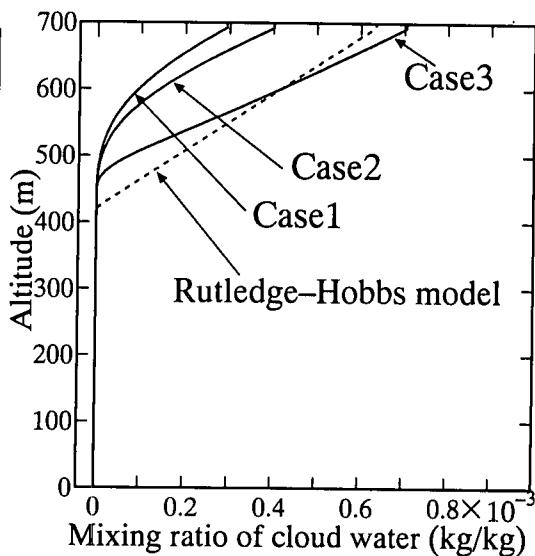


図-27 雲水混合比の計算結果(上砂川立坑)
(実スケール雲物理実験で発生した雲の再現計算の結果。点線はRutledge and Hobbs モデルを用いて計算した結果。実線はエアロゾルの粒径分布を考慮したモデルを用いて計算した結果。)

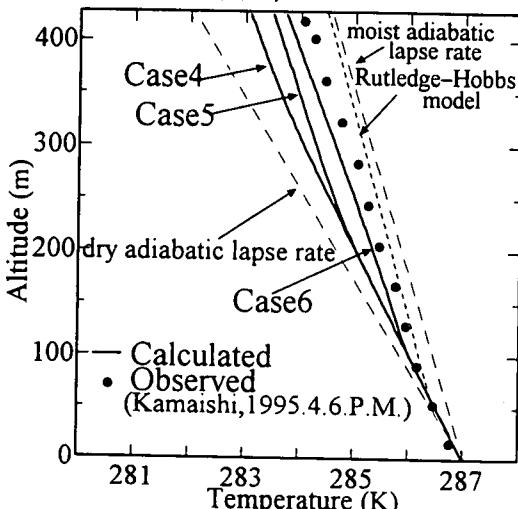


図-28 気温の観測値と計算値の比較(釜石立坑)
(破線は気温が乾燥断熱減率で減少した場合と、湿潤断熱減率で減少した場合の鉛直分布を示す。)

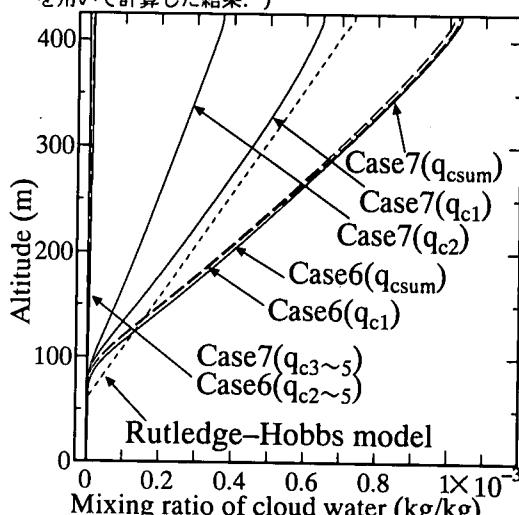


図-29 計算された雲水混合比の鉛直分布(釜石立坑)
(\S 粒径の雲粒それぞれの雲水混合比を q_{c1} ～ q_{c5} また q_{c1} ～ q_{c5} の総和を q_{csum} とした。)

る。

b)釜石立坑

図-28は釜石立坑に対して同様の計算を行った結果である。エアロゾルの粒径分布は図-25のCase4～6を与えた。上砂川立坑におけるCase1～3の計算結果同様、粒径 $d=0.02(\mu\text{m})$ のエアロゾルの個数が多いほど雲の発生高度以上における気温の減率は低下し、Case6($N=200000(\text{num./cm}^3)$)の計算値と観測値は等しくはないものの、計算結果の気温の高度変化は全高度にわたり観測値の高度変化を良く表現している。図-26,28より著者らのモデルの妥当性が示

された。

c)エアロゾル数濃度が全粒径にわたり増加した場合

図-29は釜石立坑においてエアロゾルの数濃度を全粒径にわたり増加させた場合(図-25,Case7)に立坑内に発生する雲水混合比の鉛直分布である。この図よりエアロゾルの数濃度が全粒径にわって増加しても雲水混合比の総和(q_{csum})の鉛直分布はCase4ほとんど変わらないことがわかる。しかしCase4は粒径の一番小さいエアロゾル($d=0.02(\mu\text{m})$)を核とする雲粒の雲水混合比(q_{c1})が雲水混合比の総和(q_{csum})の

1/3を占める。また、Case4,7とともにそれ以外の粒径のエアロゾルを核とする雲粒の雲水混合比はほぼ零である。以上の結果と図-27の結果より雲水量を決定する大きな要因は大気中の全粒径のエアロゾル濃度の総和ではなく、 $d=0.02(\mu m)$ 程度の粒径をもつエアロゾルの数濃度であることがわかる。

(4) 実スケール雲物理実験の再現計算のまとめ

1) 本論文において著者ら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表現できることがわかった。2) 雲の生成量を決定する大きな要因は大気中の全粒径にわたるエアロゾルの総数ではなく、 $d=0.02(\mu m)$ 程度の粒径をもつエアロゾルの個数である。以上、本研究で著者らは水蒸気の凝結過程にエアロゾルのもつ効果を導入することにより、雲の微物理過程を正確に表現することができる降雨モデルを構築できたと確信するものである。

謝辞：本研究の遂行にあたり岩手県庁、岩手県釜石市、北海道上砂川町、釜石鉱山(株)、三井石炭鉱業(株)、三井建設(株)から多大なる支援を受けており、また観測設備の設置、観測中の作業においては(株)SMSに多大なるご協力を頂いた。さらに本研究は文部省科学研究費一般研究(C)(代表 山田正(中央大学))、試験研究(A)(代表 藤吉康志(名古屋大学))の補助を受けている。また本研究の遂行にあたり中津川誠氏(現北海道開発局石狩川開発建設部)、日比野忠志氏(現運輸省港湾技術研究所)また、当時中央大学学生であった坂憲浩氏(現北海道開発局網走開発建設部)、斎藤大作氏(現北海道開発局開発土木研究所)から献身的な労力を提供して頂いた。ここに記して深甚なる感謝の意を示す。

付録

e_s ; 温度 $T(K)$ における純水の平らな水面に対する飽和蒸気圧(hPa), e_r ; 半径 r の水滴の飽和水蒸気圧(hPa), e' ; 液面上の飽和水蒸気圧(hPa), q ; 電荷, n_L ; 単位体積の水の分子数, σ ; 水の表面張力(83.5 erg/cm^2), k ; ボルツマン定数($1.38 \times 10^{-23} \text{ J/K}$), i ; ファント・ホッフ定数(2.2), M_w ; 水の分子量($H_2O=18.0$), α ; autoconversion定数($0.001/s$), μ ; 大気の粘性係数($1.718 \times 10^{-5} \text{ kg/m/s}$), q_{∞} ; autoconversionの臨界値($7 \times 10^{-6} \text{ kg/kg}$), N_{sc} ; 雨滴粒径分布におけるintercept値($8 \times 10^6 \text{ m}^3$), μ ; 大気の粘性係数($1.718 \times 10^{-5} \text{ kg/m/s}$), Sc ; Schmidt数, Ka ; 大気の熱伝導率($2.43 \times 10^{-7} \text{ J/m/s/K}$)

参考文献

- 1) Twomey, S.: *Atmospheric aerosols*, Elsevier scientific publishing Co., p.302, 1977.
- 2) 山田正, 日比野忠史, 深和岳人, 松浦正典, 藤吉康志, 播磨屋敏生, 稲毛正昭, 中津川誠: 実スケールの雲物理実験と降雨モデルによる雲の微物理過程の考察, 土木学会論文集, No.509/II-30, pp.1-13, 1995.2.
- 3) 山田正, 日比野忠史, 荒木隆, 中津川誠: 山地流域での降雨特性に関する統計的解析, 土木学会論文集, No.527/II-33, pp.1-13, 1995.11.
- 4) 山田正: 地形性降雨とその解析, 土木学会水工学に関する夏期研修会講義集, A-8, pp.1-21, 1992.
- 5) 中津川誠, 竹本成行, 山田正: 流域スケールの降雨特性の研究(その4)－降雨予測について, 北海道開発局開発土木研究所月報, 第449号, pp.19-29, 1990.
- 6) Yamada T., Hibino, T. and Matsuura,M.: Numerical Simulation of Precipitation Considering Cloud Microphysical, *Proceedings of xxv Congress of IAHR*, pp.127-134, 1993.
- 7) Rutledge, S. A. and Hobbs, P. V.: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the "Seeder-Feeder" process in warm-frontal rainbands, *Jour. Atmos. Sci.*, 40, pp.1185-1206, 1983.
- 8) Ogura, Y. and Takahashi, T.: Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell, *Mon. Wea. Rev.*, 99, pp.895-911, 1971.
- 9) Wisner, C.E., Orville, H.D. and C.G.Myers: A numerical model of a hail-bearing cloud, *J. Atmos. Sci.*, 29, pp.1160-1181, 1972.
- 10) Orville, H.D. and Kopp, F. I.: Numerical simulation of the life history of a hailstorm, *J. Atmos. Sci.*, 34, pp.1596-1618, 1977.
- 11) Cotton, W. R.: Numerical simulation of precipitation development in supercooled cumuli-Part II, *Mon. Wea. Rev.*, 100, pp.764-784, 1972.
- 12) Young, K. C.: A numerical simulation of wintertime, orographic precipitation. Part I: A description of model microphysics and numerical techniques, *J. Atmos. Sci.*, 31, pp.1735-1748, 1974.
- 13) Scott, B. C. and Hobbs, P. V.: A theoretical study of the evolution of mixed phase cumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*, 34, pp.812-826, 1977.
- 14) 高橋劭著:「雲の物理」, 東京堂出版, 1987.
- 15) 高橋劭, 阿波田康裕:「詳細な雲の微物理過程を導入した二次元積雲の数値実験」, 京都大学防災研究所年報, 36, B-2, pp.189-217, 1993.
- 16) 大石哲, 木谷有吾, 中北英一, 池淵周一, 高橋劭:「強制上昇流が局地降雨に与える影響に関する考察」, 京都大学防災研究所年報, 37, B-2, pp.281-297, 1994.
- 17) Junge,C.E.:Chemistry and Radioactivity, Academic Press New York, N. Y. 1963.
- 18) Woodcock,A.H.: Meteor., 10, pp.362, 1953, *J. Geophys. Res.*, 77, pp.5316, 1972.

- 19) Takahashi, T. and Lee, S. M.: The nuclei mass range most efficient for the initiation of warm cloud showers, *J. Atmos. Sci.*, 35, pp.1934-1946, 1978.
- 20) Asai,T. and Kasahara, A.: A theoretical study of the compensating downward motions associated with cumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*, 24, pp.487-496, 1967.
- 21) Takeda, T. and Kuba, N. : Numerical study of the effect of CCN on the size distribution of cloud droplets. Part I : Cloud droplets in the stage of condensation growth, *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, pp. 978-993, 1982.
- 22) 池永均, 山田正, 坂憲浩, 松浦直:エアロゾルを考慮した降雨に関する数値的研究, 水文・水資源学会1995年研究発表会要旨集, pp.264-265, 1995.
- 23) Yamada, T., Ikenaga, H., Saka, N., Saito, D. and Matsuura, T. : Numerical simulation of orographic rainfall considering cloud microphysical processes and aerosols, International, Conference on Water Resources and Environment Research, Vol. 1, pp.197-204, 1996.
- 24) Maxwell, J. C. : *The Scientific Papers of James Clark Maxwell*, Vol. 2, p.636, Dover Publ., New York, 1890.
- 25) Pruppacher, H. R. and Klett, J. D. : *Microphysics of Clouds and Precipitation*. D. Reidel, pp.714, 1978.
- 26) 磯野謙治編著:大気汚染物質の動態, 東京大学会員, pp.85-136, 1979.
- 27) Carrier, L. W. ,Cato , G. A. and von Essen, K. J. : The backscattering and extinction of visible and infrared radiation by selected major cloud models, *Appl. Optics*, 6, pp.1209-1216, 1967.
- 28) 浅井富雄, 武田喬男, 木村竜治著:大気科学講座2雲や降水を伴う大気, 東京大学出版会, 1981.
- 29) Gunn, R. and Kinzer,G.D.: *J.Meteor.*, 6,pp.243, 1949.
- 30) Foote,G.B. and DuToit , P. S. : Terminal velocity of raindrops aloft, *J. Appl. Meteor.*, 8,249-253,1969.
- 31) Marshall, J. S. and Palmer,W. Mck. : The distribution of raindrops with size, *J. Meteor.*, 5, pp.165-166, 1948.
- 32) 山田正, 日比野忠史, 池永均, 中津川誠, 菅島弥成, 鈴木敦:雨滴の衝突による雨滴粒径分布の高度変化を考慮したレーダ雨量計の精度向上に関する研究, 土木学会論文集, (投稿中)
- 33) Beard, K. V. and Pruppacher, H. R.: A wind tunnned investigation of the rate of evaporation of small water droplets falling at terminal velocity in air, *J. Atmos. Sci.*, 28, pp.1455-1464, 1971
- 34) Byers H.R:Elements of Cloud Physics,University of Chicago Press,pp.191,1965.
- 35) 山田正, 日比野忠史, 中津川誠:流域スケールの風の場の計算法に関する研究, 土木学会論文集, No.503 / II-29, pp.49-58, 1994.11.
- 36) 中津川誠, 竹本成行, 山田正:流域スケールの降雨特性の研究(その3)-山地流域における気流と降雨のシミュレーション, 北海道開発局開発土木研究所月報, 第447号, pp.20-35, 1990.
- 37) 吉野正敏著:小気候, 地人書館, 1976.
- 38) 藤吉康志, 播磨屋敏生, 山田正, 福山力, 稲毛正昭, 太田幸雄, 池永均, 斎藤大作:長大立坑を用いた雲物理実験, 水文・水資源学会1995年研究発表会要旨集, pp.246-247, 1995.
- 39) Yamada, T., Fujiyoshi, Y., Harimaya, T. , Inage, M. and Fukawa, G. : Quasi-Prototype Experiments of Cloud Physics Using Long Shaft in the Mine, *Proceedings of xxv Congress of IAHR*, pp.113-118, 1993.
- 40) 稲毛正昭, 山田正, 藤吉康志, 松浦正典, 深和岳人:鉱山の長大立坑を用いた雲物理実験(その1), 水文・水資源学会1992年研究発表会要旨集, pp.76-79, 1992.
- 41) Sasaki, A. and Harimaya, T.: Microphysical process of clouds formed in the artificial cloud experimental system, *Proceedings of 12th International Conference on Clouds and Precipitation*, Volume 1,pp.286-289, 1996.

(1997. 2. 3 受付)

MICROPHYSICAL CLOUD PROCESSES AND NUMERICAL ANALYSIS OF RAINFALL CONSIDERING THE EFFECTS OF AEROSOLS

Tadashi YAMADA, Hitoshi IKENAGA, Tadashi MATSUURA,
Atsuhiro YOROZUYA and Kouichi SHIMURA

The authors proposed a numerical model of the precipitation considering cloud micro-physical processes and aerosols by improving the term related to condensation and evaporation of cloud water in the model proposed by Routledge and Hobbs(1983), and simulated the orographic rainfall considering the existence of aerosols. The maximum value of rainfall intensity at the ground surface becomes weaker with increase of the number concentration of aerosols. In order to compare the parameterization regarding cloud formation and the phenomena occurring actually in clouds, the authors have constructed the experimental facilities with quasi-prototype scale. In comparison with the results of prototype scale experiments conducted by the authers, the validity of our precipitation model is confirmed.