

準実スケールの雲物理実験と降雨シミュレーション

QUASI-PROTOTYPE EXPERIMENTS OF CLOUD PHYSICS AND RAINFALL SIMULATION

日比野忠史* 松浦正典** 深和岳人** 藤吉康志***
播磨屋敏生**** 稲毛正昭***** 山田 正*

Tadashi HIBINO, Masanori MATSUURA, Gakuto FUKAWA, Yasushi FUJIYOSHI
Toshio HARIMAYA, Masaaki INAGE, Tadashi YAMADA

ABSTRACT ; In order to compare the theory or the parameterization of cloud physics and the phenomena occurring really in clouds, we have constructed the experimental facilities with quasi-prototype scale using a vertical long shaft, and some valuable data such as updraft velocity, temperature, mixing ratio of vapour, cloud particles, aerosol and rain drops and their vertical distribution have been observed. The occurrence of clouds has been observed through video camera. In this paper, the data obtained in this facility is reported. Through the experiments, we found the new type of mechanism of the occurrence of clouds. Finally we compared the above experimental results with the numerical solutions of the model of cloud physics proposed by Steaven and Hobbs.

KEYWORD ; Precipitation, Cloud physics, Mixing ratio, Latent heat, Hobbs model

1 はじめに

地球温暖化現象と雲や降雨の形成との間には多くの因果関係が含まれていると考えられる。例えば、 CO_2 は地表面からの熱放射を吸収し、大気中の温度分布を乱すことになる。この結果、 CO_2 の鉛直分布が温度の分布を左右し、大気の静力学的安定性を変化させることとなる。また、 NO_x や SO_2 等を含む親水性のエアロゾルが存在すると大気中の飽和水蒸気圧を低下させるようになる。これらの現象はすべて雲や降雨の形成に関する重要な要因となっている。本論文は、雲と降雨の形成過程を明らかにする目的で建設した準実スケールの実験施設を用いて硫酸系のエアロゾルを多く含む大気を流入させて実施した分析結果を報告したものである。解析においては、Hobbs らにより提案されている降雨モデルを用いて雲の発生及び降雨の再現計算を行い、これらの計算結果について観測値と比較するとともに、この成果を受けて降雨のコンピュータシミュレーションを行っている。

2 雲物理実験施設と観測方法

本観測で使用した雲物理実験施設は北海道上砂川町に位置する三井石炭鉱業(株)上砂川事業所の南部排気立坑(φ 5.5m, H710m)に設置されている。この立坑は本来鉱山内の排気専用につくられたものであるため、立坑上端には大型の扇風機が設置しており、このため常時上昇気流が発生している。図1に示すように立坑内に観測用ゴンドラ(約1m×1.2m×1.5m, 700kg)を設置し、このゴンドラに温度計4台、湿度計4台、風速計、気圧計、雨量計、粉塵計、雲粒子補足器、雨滴径計、エアースンプラー、雲粒子径観測器、立坑内の気流透過度を撮影するためのビデオカメラ、落下してくる雨滴を撮影するためのビデオカメラを搭載した。観測用ゴンドラは立坑上端の地上部に設置した巻き上げ機により自由に上昇下降することができ、任意の高度のデータをとることができる。これらゴンドラに搭載した観測機器の他に図に示したような、立坑下端から流入する空気の湿度を上げるためのスプリンクラー設備、流入する空気の状態を計る温度、湿度計などを設置した。観測は現在まで4回(1992年3月31日-4月1日、6月30日-7月2日、9月11-12日、1993年3月8-10日)行っている。

*中央大学理工学部土木工学科、**中央大学大学院理工学研究科、***名古屋大学水圏科学研究所

****北海道大学理学部地球物理学教授、*****三井建設(株)土木技術部

3 観測条件

3-1 立坑内に流入する大気の温度と湿度

図2は4月2日からほぼ1年間の立坑に通じる横坑内の温度、湿度の季節変動を示したものである。温度、湿度とも夏に高く冬に低い。1年を通じて周期的に変動していることがわかる。また、12月に湿度が急激に増加しているが、これは横坑内に地下水が浸水したために増加したものである。表1には4回の実験の観測条件をまとめて示している。温度は4回の観測を通じての変化量は最も温度の低い第4回目観測では21.2℃、最も温度の高い第3回目の観測では23.2℃でその差は2℃程度である。飽和水蒸気密度でいえば、 19.9gm^{-3} に対し 21.5gm^{-3} である。これに対し湿度は4回目の51.3%に比べ3回目の73.8%と20%以上の差がある。なお今回示した観測結果はすべてスプリンクラーによる散水をおこなって湿度を高めている。

3-2 立坑内に流入するエアロゾル

図3は立坑内に流入する粉塵量(個数/lcc)を示している。流入するエアロゾルの個数は $0.3\text{--}0.5\mu\text{m}$ が30個/lccであり、 $5\mu\text{m}$ 以上の100倍のオーダーである。低い過飽和状態あるいは不飽和状態で雲をつくるには、凝結核が大きいほど効率的に生成される。この意味では、立坑内に流入するエアロゾルが凝結核としての役割を果たすには、十分な量を含んでいる。

4 観測結果と考察

立坑内に雲ができていることはゴンドラに搭載した気流透過度観測カメラ及び雨滴観測カメラによって確認できた。立坑への流入大気の湿度が高かった7月と9月の2回の観測で雲の発生を確認することができたが、流入大気の湿度が低かった3月と4月に行った観測では雲の発生は確認されなかった。以下では、これら4回の実験から立坑内の水分状態や風と気圧場の関係を比較検討することによって雲の物理的性質について考察を行う。

4-1 立坑内での風構造

図4は気圧の鉛直分布を比較したものである。すべての観測において気圧は立坑下端から上端へと直線的に変化しており、圧力勾配は約 $11.4\text{hPa}/100\text{m}$ である。このため、立坑内の風速はいずれの観測においても約 1.3m/s の一樣分布を示している。このような風の構造は低気圧によって形成される雷雲性の雲の構造と対比されるものである。

4-2 雲の発生にともなう熱収支

雲の発生にともない水蒸気が雲水に相変化するとき潜熱を放出してその周りの空気温度を増加させる。この結果、気圧の

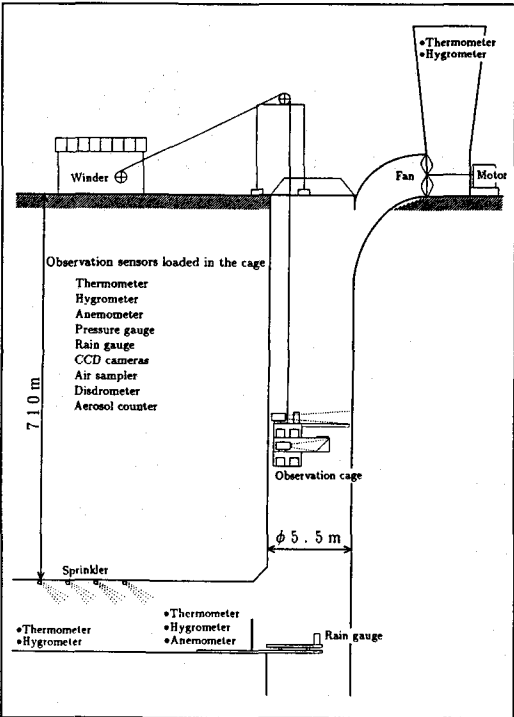


Fig.1 Cross section of experimental facility in a vertical shaft

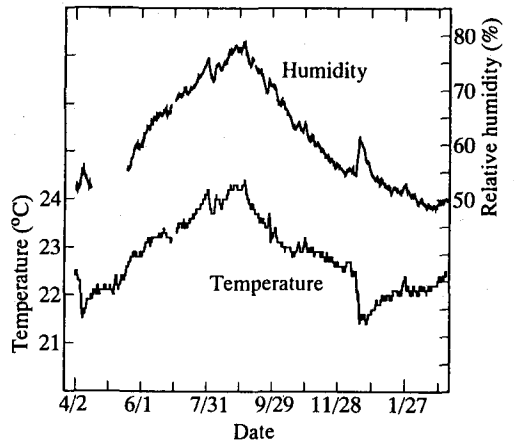


Fig.2 Season-varying of temperature and humidity at the bottom of shaft

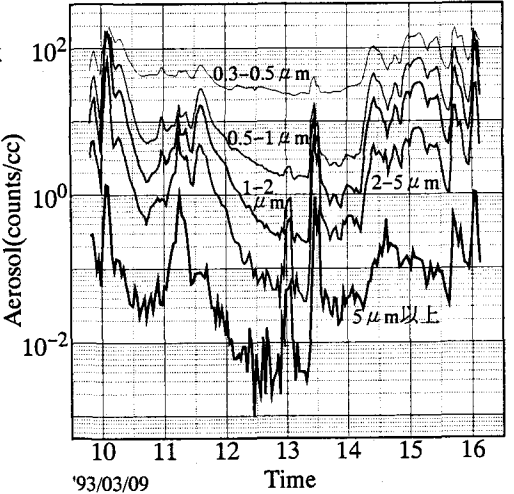


Fig.3 The number of aerosol with time

Table 1 Condition of Observation

	1 回目	2 回目	3 回目	4 回目
観 測 日	4月 1日	7月 2日	9月12日	3月10日
流入空気温度	22.1 °C	22.4 °C	23.2 °C	21.2 °C
流入空気湿度	51.4 %	72.1 %	73.8 %	51.3 %

低下にともなう温度の低下量は雲の発生後、小さくなる。図5は雲の発生が確認できた7月、9月と雲が確認できなかった3月の温度の鉛直分布を比較したものである。9月の観測において温度は下端(23.0°C)から上端(17.6°C)へと減少しているが温度減率は0~250mは約1.2°C/100m、雲の発生が確認される300m以降では約0.5°C/100mと変化している。7月の観測においても雲の発生が確認された500m付近に変曲点が見られる。これに対して、雲の発生が確認されなかった3月の観測では一定の減率で温度が低下している。すなわち立坑内において実際の大気中で起こる水分の相変化にともなう熱収支が再現されていることがわかる。

4-3 大気中の水分プロファイル

(1) 雲の発生機構と湿度

図6は相対湿度の鉛直分布を比較したものである。雲が発生しない場合には湿度は温度に依存して直線的に増加して行くが、雲の発生した7月、9月の観測では雲の発生する数10m~100m低い地点から湿度の増加率は小さくなっている。この現象は、水蒸気から雲水に相変化をする間に湿潤したエアロゾルが存在するような中間の段階があることを示していると考えられる。また、相対湿度が100%を超えなくとも雲の発生が確認されている。上述したように立坑内に流入してくる空気には地上で観測する数倍の量のエアロゾルが含まれている。また、浮遊しているエアロゾルは高濃度の硫酸ナトリウムを含んでいる。吸湿性・溶解性の大きいエアロゾルほど雲粒を生成する凝結核になりやすい。この現象は一般的にラウル効果と呼ばれている。この効果により、相対湿度100%以下においても雲の発生が確認されることが考えられる。

(2) 相変化にともなう水分量の変化

絶対的な水蒸気の水分量を表す指標として混合比を用いる。図7は観測した温度、湿度、気圧のデータを用いて水蒸気の混合比と飽和混合比の鉛直分布を示している。この図から各高度での混合比は飽和点に達するにはかなりの不飽和状態であることがわかる。雲が発生した7月と9月の混合比と飽和混合比との差を比べると350m付近で雲の発生が確認された9月の観測よりも540m付近で雲が確認された7月の観測の方がその差は小さい。しかしながら、水分量は9月の観測の方が大きい値を示している。すなわち、雲を発生させるきっかけは、水蒸気圧が飽和水蒸気圧に近くなることよりも絶対的な水分量が多いことの方が強いことになる。また、9月の観測値では上端での混合比は下端より約0.0007(kg/kg)減少しているが、7月の場合は、それよりも多い約0.001(kg/kg)の減少がみられる。この減少した量が雲に相変化したものとすると7月の場合の方がかなり濃い雲ができていることになる。実際、ビデオ画像からそのような傾向を見ることができた。濃い雲が形成されるためには、雲の発生の場合と異なり、混合比と飽和混合比との差が小さい、すなわち、水蒸気圧が飽和水蒸気圧に接近することが必要となる。

5 立坑での観測結果と既存の雲物理モデルとの比較

5-1 Hobbsモデルの概要

このモデルにおける従属変数は、水蒸気混合比 q_v 、雲水混合

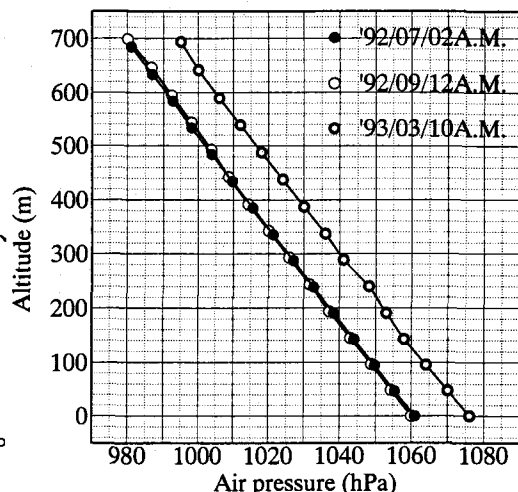


Fig.4 Vertical profile of air pressure

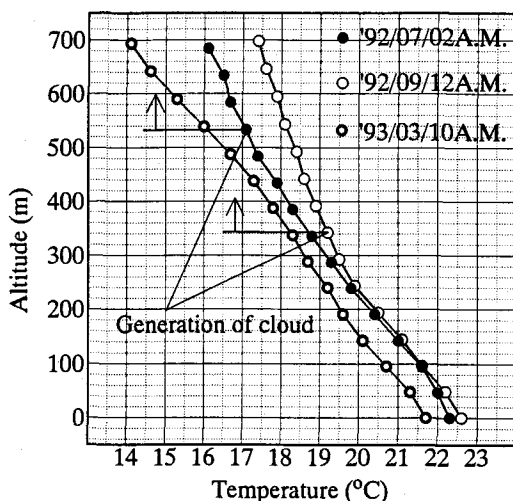


Fig.5 Vertical profile of temperature

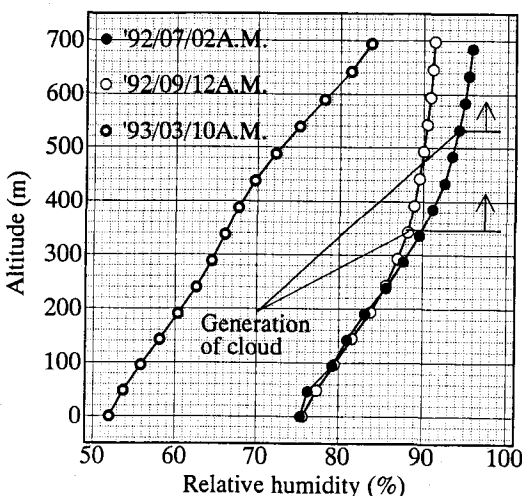


Fig.6 Vertical profile of relative humidity

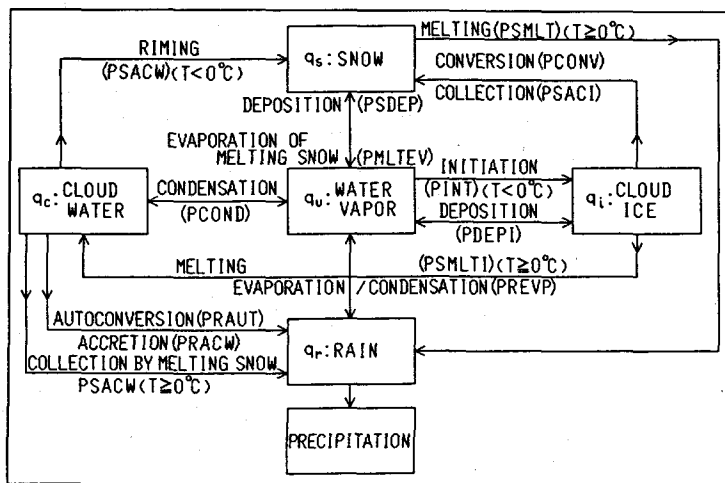


Fig.8 Schematic of the various microphysical processes in this model(1983)

Table 2 Basic equation of Hobbs model

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} &= -u \frac{\partial q}{\partial x} - w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{S_0}{\rho} & (\text{for } q_v, q_c, q_i) \\ \frac{\partial q}{\partial t} &= -u \frac{\partial q}{\partial x} - (w + \bar{V}) \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{q}{\rho} \frac{\partial (\rho \bar{V})}{\partial z} + \frac{S_0}{\rho} & (\text{for } q_s, q_r) \\ \frac{\partial T}{\partial t} &= -u \frac{\partial T}{\partial x} - w \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_d \right) + \frac{S_h}{\rho} & (\text{for } T) \\ S_0 &= -[PCOND + PREVP + PSDEP + PMLTEV + PDEPI + PINT(T < 0^\circ C)] \\ S_c &= PCOND + PSMLT(T < 0^\circ C) - PRAUT - PRACW - PSACW \\ S_i &= PDEPI - PSMLTI(T < 0^\circ C) - PSACI - PCONV + PINT(T < 0^\circ C) \\ S_r &= PREVP + PRAUT + PRACW - PSMLT(T \geq 0^\circ C) + PSACW(T \geq 0^\circ C) \\ S_s &= PSDEP + PMLTEV(T \geq 0^\circ C) + PSACI + PSMLT(T \geq 0^\circ C) + PSACW + PCONV \\ S_h &= \frac{L_v}{C_p} (PCOND + PREVP + PMLTEV) + \frac{L_i}{C_p} (PINT(T < 0^\circ C) + PDEPI + PSDEP) \\ &\quad + \frac{L_f}{C_p} (PSMLT - PSMLTI + PSACW(T < 0^\circ C)) \end{aligned}$$

比 q_c 、雲氷混合比 q_i 、雪の混合比 q_s 、雨の混合比 q_r 、温度 T の6個である。このうち q_v, q_c, q_i は水平及び上昇気流によって移流し、 q_s, q_r は上昇気流との相対速度を持って落下し降雪強度・降雨強度として表現できる。表2はモデルの基礎式を示しており、図8はこのモデルで考えられている雲物理過程を示している。雲物理過程における矢印はそれぞれの発生項が作用する方向を示している。この中では、雲の物理過程を支配するパラメータとして水蒸気の凝結による雲水の発生を示すPCOND、オートコンバージョンによる雨粒子の発生を示すPRAUT、雨粒子の蒸発を示すPREVPがある。

5-2 立坑内の雲の発生の再現

対象とする観測結果は、350m付近から雲の発生が確認された9月の観測とした。与える条件は、すべて観測結果を用いた。図9に観測結果を用いて計算した水蒸気混合比の高度分布を示す。高度0mは立坑下端、高度700mは立坑上端を意味する。計算値は計算領域下端から上端の各高度別に求まる飽和混合比を越えておらず、水蒸気混合比は高さ方向に一様分布している。これは、水蒸気圧が飽和水蒸気圧まで増加していないために水蒸気から雲水への相変化がないことを示している。したがって、雨滴も生成されず、カラム全体は不飽和状態となっている。しかし、観測結果では高度350m付近で雲の発生が確認されており、降雨現象も起きていることから水蒸気の凝結・雲水の蒸発発生を示す

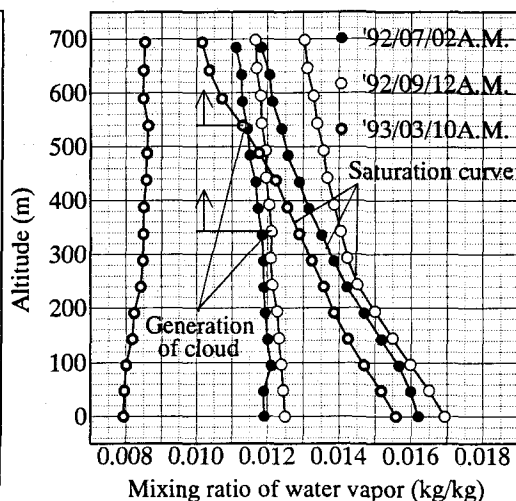


Fig.7 Vertical profile of mixing ratio of water vapor with saturation curve

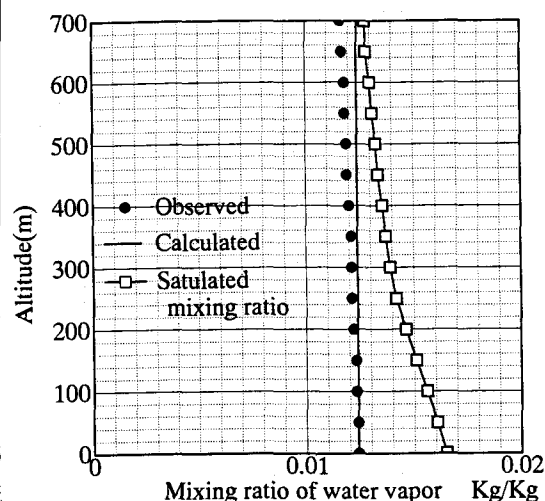


Fig.9 Vertical profile of mixing ratio of water vapor

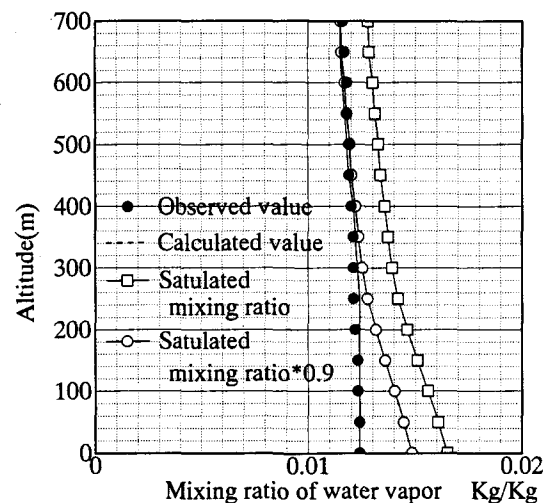


Fig.10 Vertical profile of mixing ratio of water vapor

パラメータ PCONDの扱い方を考える。水蒸気の凝結条件として水蒸気混合比が飽和混合比を越えると雲の発生が起これとされている。これまで行ってきた実験から雲の発生は100%以下で発生していることから、ここでは、飽和混合比 $q_{s,w}$ の90%(以後疑似飽和混合比と呼ぶ)で雲水への相変化が起これととして計算を行った。図10はこの計算結果を示したものであり、計算値は観測値とよく一致している。下端から250m付近までは断熱過程が維持され水蒸気量は一様分布しているが、疑似飽和混合比の値と接してからは上層にいくにつれて減少していくことがわかる。図11と図12に水蒸気混合比と雲水混合比の高度分布の時間変化を示す。両図より高度300m付近から上層で雲が発生していることがわかる。このことは疑似飽和混合比の値を越えた水蒸気量が凝結によって雲水へと変化したことを表しており、観測結果ともよく一致している。

5-3 立坑内での降雨現象の再現

雲水が雨滴に成長するには雲水量の混合比が $7 \times 10^{-4} \text{ kg/kg}$ を越えたときに雲が雨になるとしている。図13に計算により求めた立坑内の降雨強度の高度分布を示す。雲の内部での降雨への成長過程をうまく表している。300m付近を境に下層では降雨強度は減少しているが、この位置は雲底であり、これ以下の高度で大気は不飽和となっている。このため、雨粒子が蒸発して降雨強度を減少させている。また、立坑内で実際に観測された降雨強度は 1.9mm/hであったが、これと比べると計算値はかなり小さな値を示している。これは、エアロゾルに含まれる親水性の物質が溶解する量やエアロゾルの濃度が降雨現象に及ぼす影響についての確に評価できないことが挙げられる。実際、エアロゾルの化学的性質やその濃度が降雨現象に及ぼす影響については現在のところ明確になっていない。

6 実地形での降雨の再現

6-1 対象とする降雨場

計算に用いた地形は、1200mの一方方向に連続的な山脈である。この流域に風速 10m/sの鉛直方向に一樣な風が流入する場合を考える。風の場合はPotential flowモデルを用いて算出している。流入させる大気の条件として相対湿度が 80%の場合を考えた。雲の発生する条件として過飽和の場合と前述した疑似飽和の場合の2ケースを考えている。

6-2 発生する雲の空間分布

図14(a), (b)は各ケースに対応する雲の空間分布を示している。疑似飽和で雲が発生するとしたときは流入水蒸気が雲水になり易いために雲水量の濃度が高く、雲頂の高度も高く成長している。また、2500m 以上の氷点下の層でも雪に捕捉されない雲水が過冷却な雲として分布している。雲水量が最大になる位置は2つのケースとも山の風上側斜面の中央部(25km~27km)で上昇気流が最大となる位置と一致している。

6-3 降雨・降雪強度の空間分布

図15(a), (b)は各ケースに対応する降雨、降雪強度の空間分布を示している。疑似飽和の場合には地上での雨域が山頂付近に集中して密になり降雨強度の最大値も局所的に強くなっている。これは、 $q_{s,w}$ を $q_{s,w} \cdot 0.9$ としたことで雲水が約 1.5倍程度の濃度

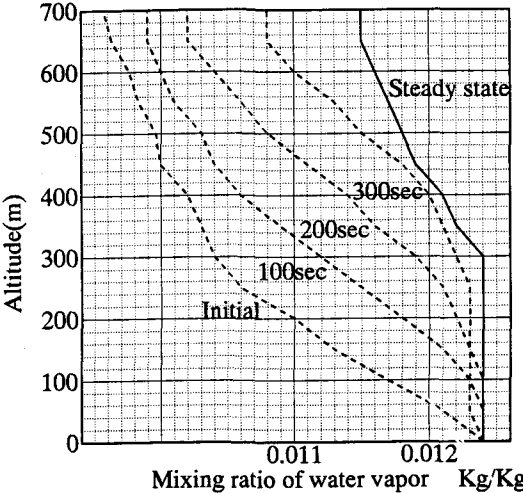


Fig.11 Vertical profile of mixing ratio of water vapor

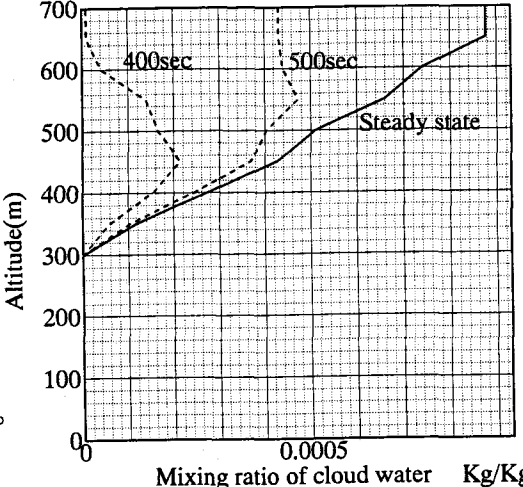


Fig.12 Vertical distribution of mixing ratio of cloud water

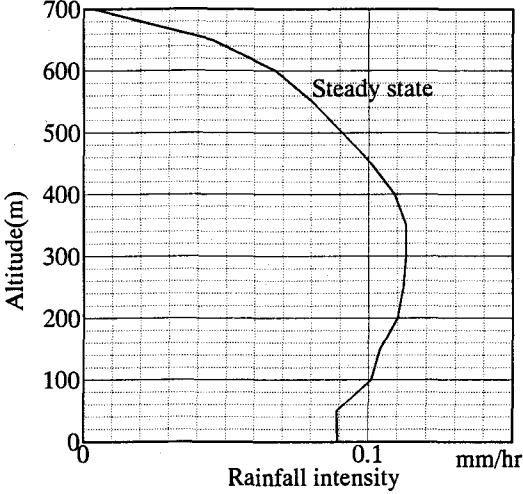


Fig.13 Vertical distribution of rainfall intensity

になるためである。逆に、降雪強度の最大値及び雪の分布は過飽和の場合に比べ範囲が狭い。これは、流入水蒸気が雪への付着成長よりも雨への凝結成長に相変化するためである。また、いずれの場合も高度 2300m 付近に融解層がありその下層では融解した雪と雨の混在している様子がわかる。風下側への降雨域の広がり融解した雪及び降雨粒子の水平方向への移流によるものと考えられる。さらに、降雨強度の最大地点は山の風上側

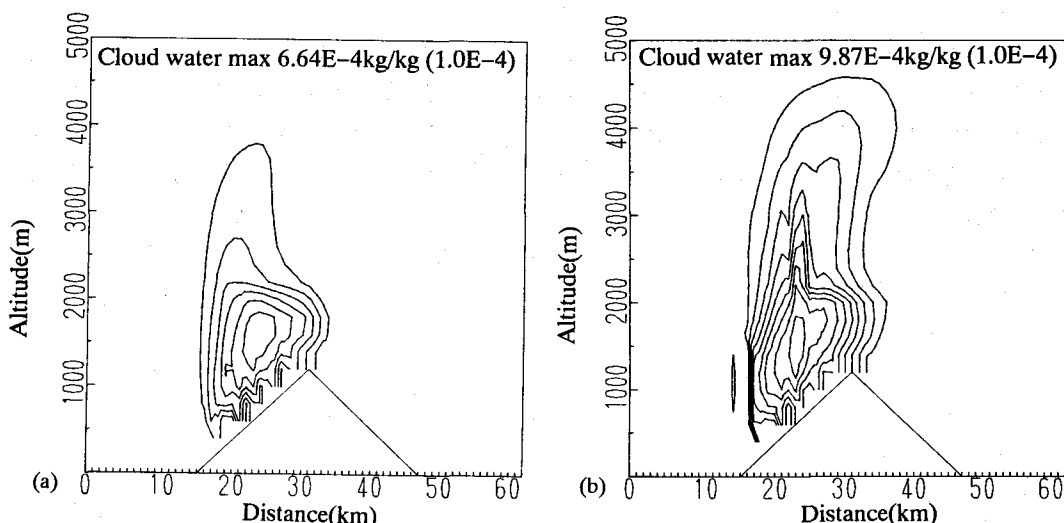


Fig.14 Spatial distribution of mixing ratio of cloud water

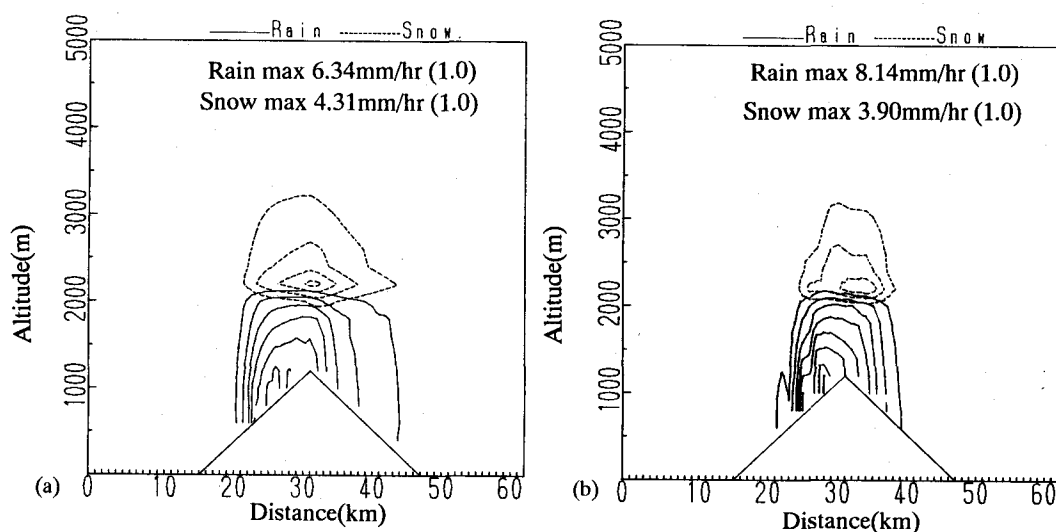


Fig.15 Spatial distribution of rain and snowfall intensity

斜面にあるのに対して、降雪強度の最大の地点は雪の方が雨よりも風下側への移流が大きいいため山の頂上付近になっている。

7 まとめ

本研究により著者らは上昇気流による断熱膨張-水蒸気の雲水への転換に関して準実物スケールでの実験を世界に先駆けて行うことができた。以下に本研究の成果を要約する。

- 1)凝結核のもつ化学的性質により雲は過飽和状態にならなくても発生する。発生に際しては、水蒸気が凝結して雲に相変化するときに潜熱を放出することや水蒸気量の減少する過程を観測することができた。
- 2)疑似的な飽和状態で雲が発生するとする事で、不飽和状態での雲の発生を数値計算で再現できた。
- 3)不飽和状態においても雲の発生を認めるような状況下では通常の計算値よりも降雨強度は 25%以上大きな値を示すことがわかった。

謝 辞： 今回の観測にあたっては三井石炭鉱業(株)の多大なる援助をうけており、さらに観測設備の設置、観測中の作業においては(株)SMSに多大なる協力を頂いた。ここに記して感謝の意を表す次第である。

<参考文献>1)山田正・茂木正：雪と氷晶を考慮した降雨の1次元数値計算、土木学会北海道支部論文発表会第47号、pp.431-436、1991。2)山田正・茂木正・亀田裕二：山地流域における降雨の分布特性と降雨の数値シミュレーション、水工学論文集、第35巻、pp.243-250、1991。3)Tateya,K., Nakatsugawa,M. and Yamada,T.,1989,"Investigation of Rainfall by Field Observations and A Physically Based Model", Pacific International Seminar on Water Resources Systems, Tomamu, pp.385-403。4)Steven A.R. and Hobbs, P.V. :The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Mid latitude Cyclones.VIII:A Model for the "Seeder-Feeder" Process in Warm-Frontal Rainbands,J. of Atmos. Sci.,vol.40, pp.1185-1206,1983。5)Kessler E. :On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations,Meteorological Monographs,vol.10, No.32,1969