

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

山田 正¹・日比野忠史²・深和岳人³・松浦正典³

藤吉康志⁴・播磨屋敏生⁵・稲毛正昭⁶・中津川誠⁷

¹正会員 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科 (〒112 文京区春日 1-13-27)

²正会員 広島大学助手 工学部第4類 (建設系)

³学生員 中央大学大学院 理工学研究科

⁴理博 名古屋大学助教授 大気圏科学研究所

⁵理博 北海道大学教授 理学部地球物理学科

⁶正会員 三井建設 (株) 土木技術部

⁷正会員 北海道開発局 開発土木研究所

著者らは北海道の炭坑にある長大立坑を用いて実スケールの雲物理実験施設を建設してきた。本論文はこれを用いた雲物理実験の結果を報告するものである。この実験ではビデオカメラにより雲の形成過程を捕らえることができた。また立坑内の気温の鉛直分布の観測により気温減率はある高度を境として2本の直(曲)線で表されていることがわかった。このことは本実験立坑内では水蒸気が雲に相変化する際に潜熱が放出されていることを示している。さらに本実験立坑内では水蒸気が不飽和状態においても雲粒に相変化していることが観測された。次にバルクパラメタリゼーションモデルを用いて本実験条件のもとでの雲の発生シミュレーションにより観測データの数値検証を行った。この結果、不飽和において雲が発生することを条件とすることで本実験の結果を再現することができた。

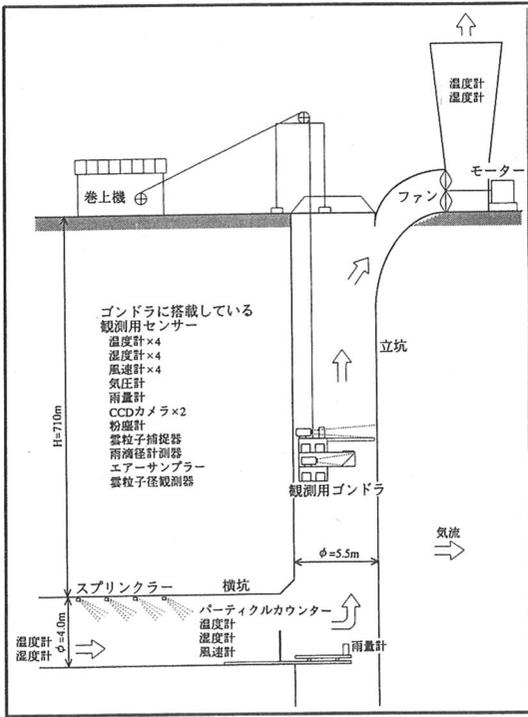
Key Words : latent heat, mixing ratio, micro-cloud physics, rainfall, cloud experiment

1. はじめに

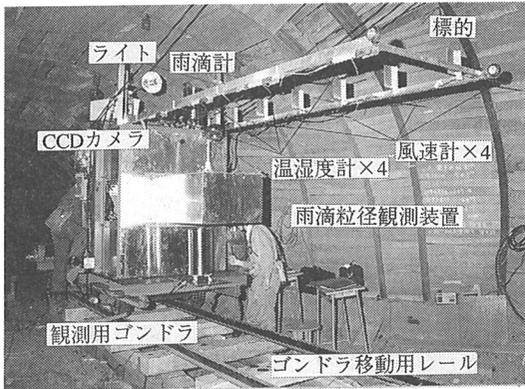
従来雲の微物理現象に関する実験的研究の多くは実験室内の比較的小きな装置を用いた実験を通じて行われていたり、あるいはコンピューターシミュレーションによる現象の模擬的再現を通じて行われてきた。これに対して著者らは実スケールあるいはそれに準じたスケールでの雲物理実験の必要性を感じており、かつそれを主張してきた。雲物理実験に関するこのような認識のもとに著者らは実スケールの雲物理実験施設を建設してきたが、本論文は特に雲と降雨の形成過程を明らかにする目的で実験施設を用いて実施した雲物理実験の結果と、その分析結果を報告したものである。さらに解析においては、既存の雲物理モデルの1つである Hobbs らによって提案されている降雨モデル^{1)~4)}を用いて雲の発生の再現計算を行い、これらの計算結果について著者らの行った実験と比較するとともに、その成果のもとに実験データ及び降雨モデルの妥当性を検討した。

2. 雲物理実験施設と観測方法

本研究で建設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内に設置されている。この立坑はコンクリート巻きで、その直径は5.5m、深さは900mであり、雲の実験に使用しているのは地上から地下710mまでである。なお地下710mの地点を観測の起点とした。この立坑は本来鉱山内の排気専用につくられたもので、立坑上端に設置してある大型の扇風機(700kW)により常時一定の上昇気流が発生している。この上昇気流によって発生している雲の計測は、本研究用に新たに作った観測用ゴンドラ(縦1m×横1.2m×高さ1.5m、重さ700kg、積載可能重量約500kg)を用いて行った(写真-1)。ゴンドラには温度計4台(サーミスタ式)、湿度計4台(高分子静電容量式:ヴァイサラ社製)、風速計4台(サーミスタ式:芝浦電子及び多点熱式:アイ電子技研)、気圧計(ヴァイサラ社製)、雨量計(転倒桁式)、粉塵計(前方散乱式)、雲粒子捕捉器(雲水サンプラー)、雨滴径計測器⁵⁾、エアースンプラー(吸引式)、雲粒子径観測器(ハイビス(顕微鏡カメラ):三啓製)、立坑内の気流透過度

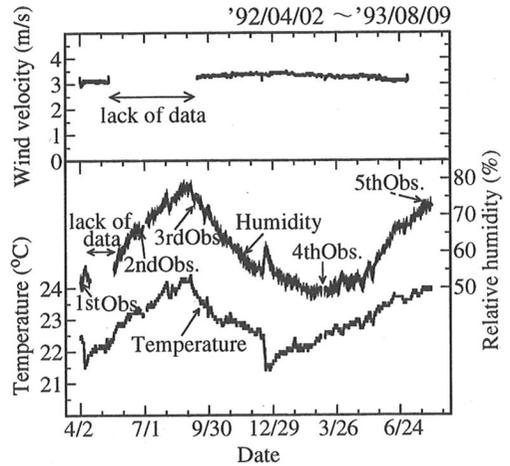


図一 立坑内の観測施設と実験装置

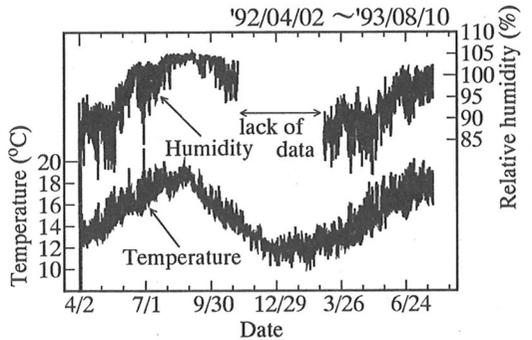


写真一 観測用 Gondola の側面写真
Gondola から出ている 2本のアームには各種センサー
が取り付けられている。

を撮影するためのビデオカメラ、そして落下してくる雨滴を撮影するためのビデオカメラが搭載されている。立坑上端の地上部に設置した巻き上げ機により、観測用 Gondola は上昇下降させることが可能であり、任意の高度のデータをとることができる。なお Gondola には横揺れ防止用に 2本のガイドロープが設置されている。さらに、図一に示したように立坑に接続する横坑内には立坑内に流入する空気の状態を計る温度計（サーミスタ式）、湿



図二 横坑における流入空気の時温、湿度、風速の季節変動



図三 立坑から流出する空気の時温、湿度の季節変動

表一 観測条件

	1回目	2回目	3回目	4回目	5回目
観測日	4月1日	7月2日	9月12日	3月10日	8月12日
横坑からの流入空気の時温	22.1°C	22.4°C	23.2°C	21.2°C	22.8°C
横坑からの流入空気の湿度	51.4%	72.1%	73.8%	51.3%	67.7%
雲厚	雲でさぎ	180m	350m	雲でさぎ	260m

度計（アスマン式及び高分子誘電率式：ロトロニック社製）、風速計（風杯型：YOUNG 社製及び多点熱式：日本科学工業社製）及びパーティクルカウンター（リオン社製）を設置した。なお、それぞれの観測器は Gondola に積載されたバッテリー 6 台で駆動しており、観測はすべて自動計測によって行っている。観測は現在まで 5 回（1992 年 3 月 31 日～4 月 1 日、6 月 30 日～7 月 2 日、9 月 11 日～12 日、1993 年 3 月 8 日～10 日、8 月 10 日～12 日）行われている。

3. 観測条件

(1) 立坑内に流入する大気の時温と湿度

図二及び図三 は 1992 年 4 月 2 日からほぼ 1 年間の

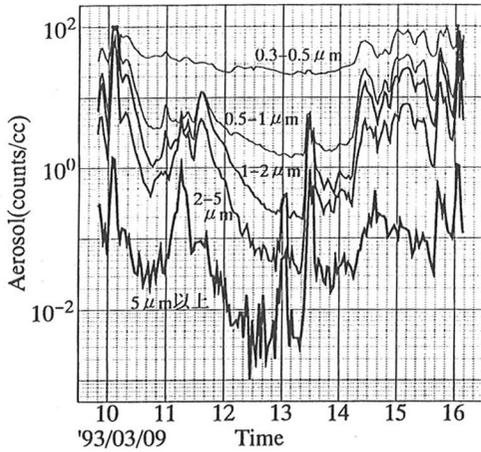


図-4 立坑内に流入する粉塵量

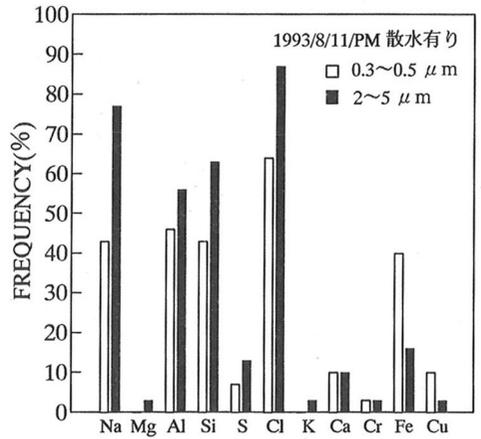
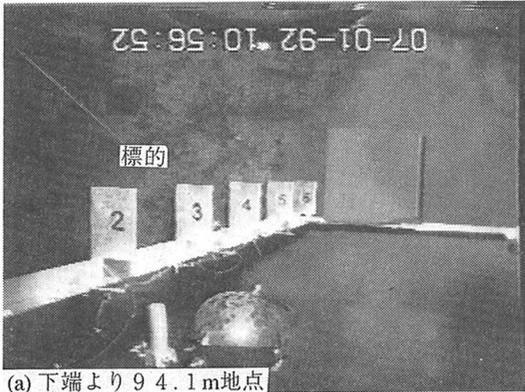


図-5 エアロゾルの組成 (各成分がエアロゾル粒子 30 個中に含まれる個数の割合)



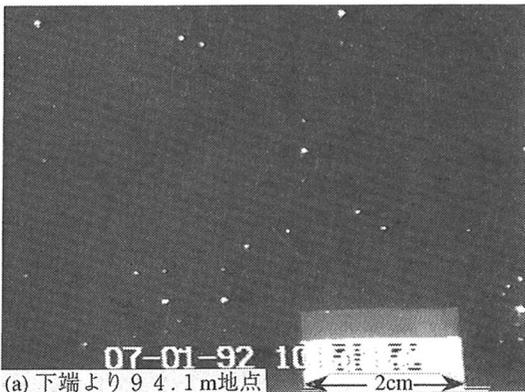
(a) 下端より 9 4.1 m 地点



(b) 下端より 6 8 4.4 m 地点

写真-2 気流透過度観測用カメラによる撮影 (図 6 中の CCD カメラによる)

(a) では、標的 (文字盤) の数字がはっきり見えるのに対し、(b) では、標的の数字が曇って見えにくくなっている。(a) と (b) を比較することによって立坑上部で雲が発生することがわかる。



(a) 下端より 9 4.1 m 地点



(b) 下端より 6 8 4.4 m 地点

写真-3 雨滴観測用カメラによる撮影 (図 7 中の CCD カメラによる)

(a) では、落下してくる水滴のみが白く写っているが、(b) では、全体が白くぼやけて見えている。立坑の下部 (雲底以下) では、雲粒は存在せず雨粒のみが観測されている。これに対し、立坑の上部 (雲中) では、雨粒が少なくなり、激しい雲粒の運動が観測される。

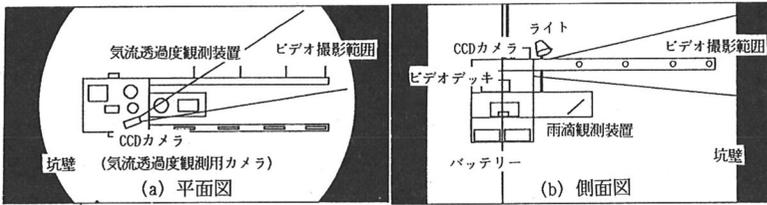


図-6 気流透過度観測用カメラの撮影範囲

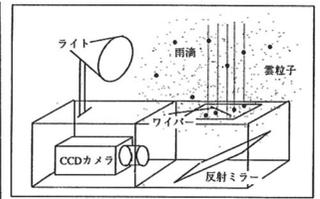


図-7 雨滴観測装置

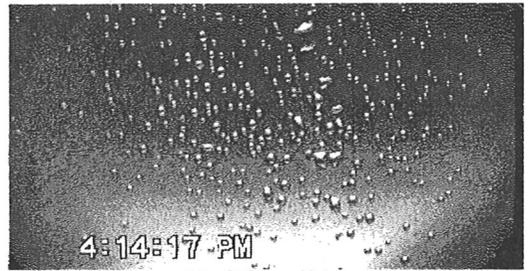
立坑に通じる横坑内と立坑出口での気温、湿度の季節変動を示したものである。流入する空気は気温、湿度とも夏に高く、冬に低い。気温は $21.5^{\circ}\text{C} \sim 24^{\circ}\text{C}$ 程度、湿度は $50\% \sim 80\%$ 程度まで変化していることがわかる。立坑出口でも流入空気と同様な変化をしているが、流入空気の湿度が高いときには 100% を超える湿度が観測されている。なお、流入口で12月に湿度が急激に増加しているが、これは横坑内の水道水が一時的に漏れたために増加したものである。表-1は5回の実験において立坑に流入する空気の気温と湿度を示したものである。流入空気の気温は5回の観測中 $21.2^{\circ}\text{C} \sim 23.2^{\circ}\text{C}$ の範囲であり、この気温での理論上の飽和水蒸気密度は $19.9 \text{ gm}^{-3} \sim 21.5 \text{ gm}^{-3}$ 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た後の値である。

(2) 立坑内に流入するエアロゾル

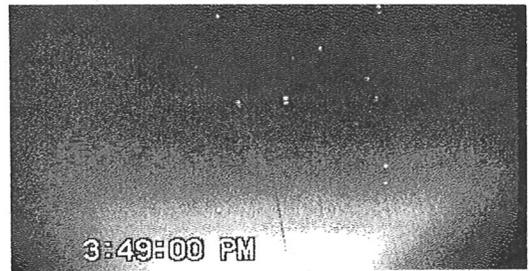
図-4は立坑内に流入する粉塵量(個数/1cc)を示している。流入するエアロゾルの個数は $2 \sim 5 \mu\text{m}$ が約 1.4 個/1ccであり、これは通常の大気中に存在するエアロゾルの約5倍の量である。時間的に粉塵量に変化しているのは、坑道内に散水を行ったためである。図-5は散水後の空気中に浮遊しているエアロゾル粒子の組成成分を示している。エアロゾル粒子はAl, Siのような土壌起源の粒子やNa, Clのような凝結核として有効な粒子を多く含んでおり、粒径の大きなほとんどの粒子にNa, Clが含まれていることがわかる。NaClを含む $2 \mu\text{m}$ 以上のエアロゾルは通常海上でみられる巨大核に分類されており、立坑内に流入しているエアロゾルは巨大でかつ吸湿性、溶解性の高い凝結核となり得るものである。

4. 雲及び雲粒の観測方法と実験データ

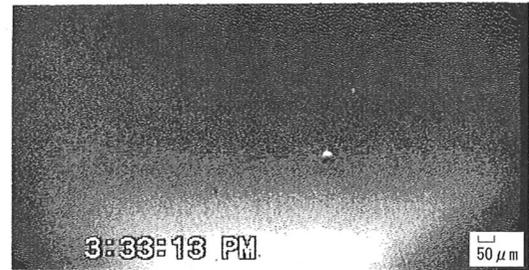
観測は観測用ゴンドラを平均上昇速度 0.48 m/sec で上昇させて行き、地下 710 m から 50 m 毎の位置に3分間停止させて気温、湿度、風速等の計測を行った。3分間停止させて観測を行うのは温度、湿度に計測器をなじませて計測を行うためである。また湿度計のヒステリシ



(a) 高度 700 m 地点



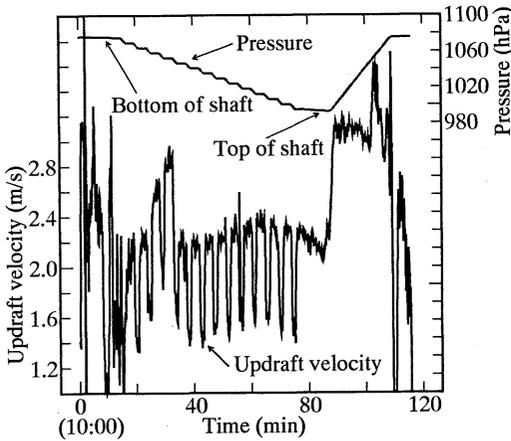
(b) 高度 450 m 地点



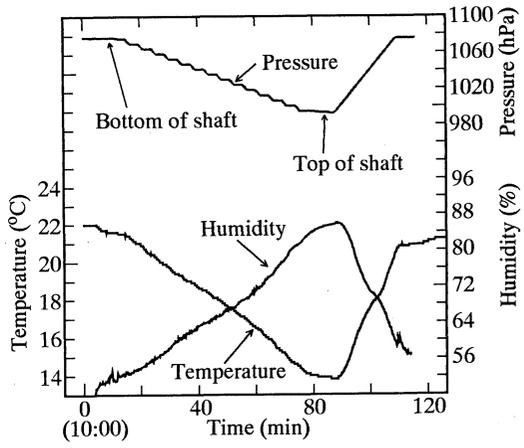
(c) 高度 300 m 地点

写真-4 雲粒子径観測器による撮影(上方ほど雲粒子が多く観測されている。)

スを防ぐため湿度の低い地下 710 m から観測を行った(付録-1参照)。雲の濃さは図-6に示す気流透過度観測用カメラを用い、ゴンドラのアーム部分に等間隔に配列された数字のついた標的を観ることによって観測している。雨滴径は図-7に示す雨滴観測用カメラによって上方から降ってくる雨滴をガラス面で受け、その径を画像から判定するが、このとき雲粒の浮遊する状況と同時に観測することができた。また温度計、湿度計及び風速計はゴンドラのアーム部分に等間隔でそれぞれ4本づつ



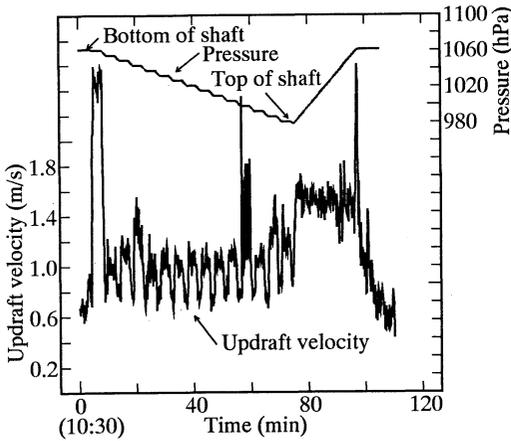
(a) 観測中の気圧及び上昇風速の変化



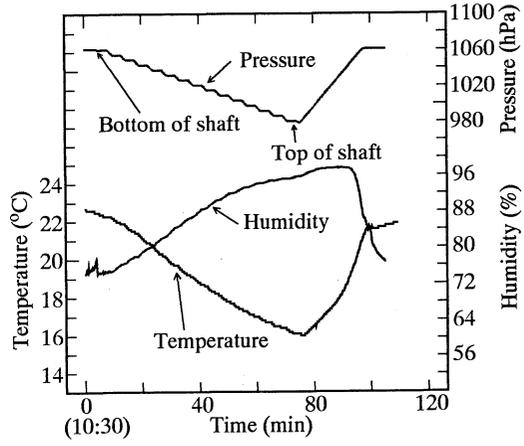
(b) 観測中の気圧、気温及び湿度の変化

図-8 雲が観測されなかった'93/3/10の立坑内の観測結果

図8と9の気圧が階段状に計測されるのは、ゴンドラを50m毎に停止させて観測を行っているためである。また図8と9の(a)で観測中に風速が大きく変化するのは、立坑狭搾部があることや、センサーが水で濡れることによる為である。



(a) 観測中の気圧及び上昇風速の変化



(b) 観測中の気圧、気温及び湿度の変化

図-9 雲が観測された'92/7/2の立坑内の観測結果

固定し、立坑内の直径方向の分布を測定した。風速の測定についてはアームの影響を少なくするためアームから50cm程度離して固定してある。図-8と図-9は3月と7月に観測した気圧、気温、湿度及び風速を示している。

(1) 雲粒の観測

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用カメラ、雨滴観測用カメラ及び雲粒子径観測器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～9月の3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。写真-2と3は7月の観測で立坑内での雲の発生状況を示した

写真である。写真-2は気流透過度観測用カメラ、写真-3は雨滴観測用カメラによって撮影されている。写真-2と3の(a)は下端から94.1m、(b)は684.4mの高度で撮影されたものである。高度が高い684.4m地点では濃い雲が観測されるとともに、雲粒の激しい動きが観察され、雨滴は確認されなかった。一方、高度の低い94.1m地点ではコンクリート壁をはっきりと観測することができ、雨滴が観測されている。これらの写真を比較すると立坑内で雲が発生していることが確認できる。写真-4は雲粒子径観測器(ハイビス)によって1993年8月に撮影された雲粒写真である。ビデオカメラによる観測では高度450m付近から雲の発生が確認されているが、高度300m地点(写真-4(c))で雲粒子が認められることもあった。雲粒子径観測器のビデオカメ

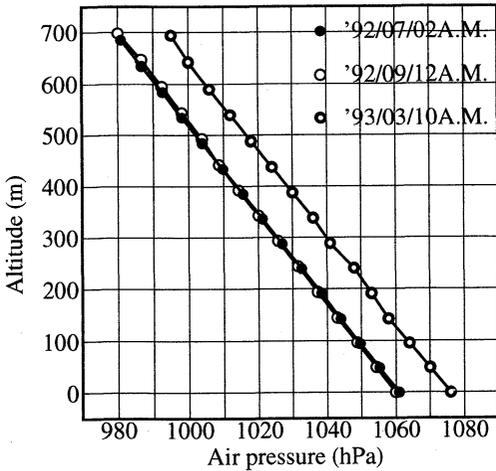


図-10 立坑内の気圧の鉛直分布
(立坑下端から上端へ直線的に変化している.)

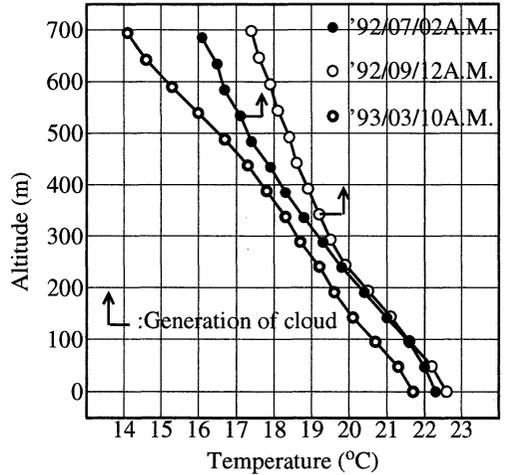


図-11 立坑内の気温の鉛直分布
(↑より上ではビデオカメラにより雲が確認されている.)

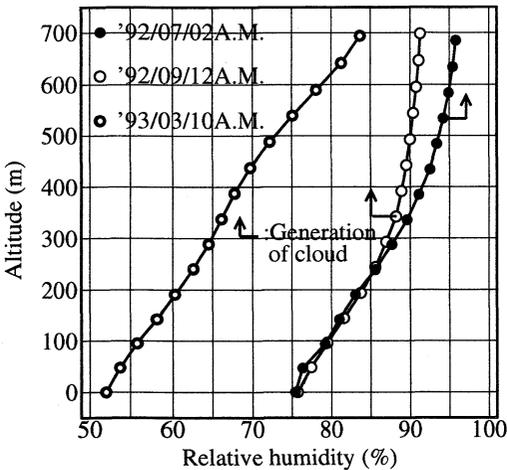


図-12 立坑内の湿度の鉛直分布
(↑より上ではビデオカメラにより雲が確認されている.)

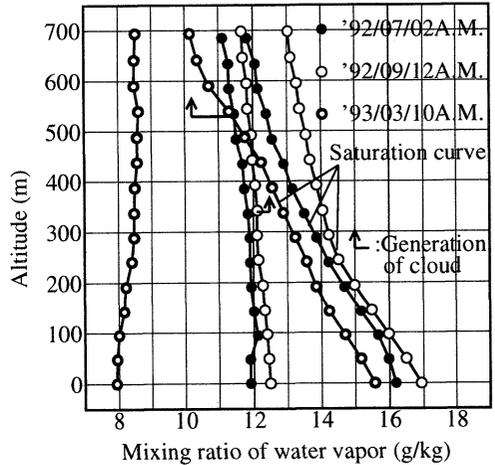


図-13 立坑内の水蒸気混合比及び飽和混合比の鉛直分布
(↑より上ではビデオカメラにより雲が確認されている.)

ラで雲の発生が確認された高度450m地点は雲底付近と考えられ雲粒の数が増えている。それ以上の高度では高度とともに雲粒の数が増え高度700m地点では写真-4(a)の様数が増えている。

(2) 気圧の測定

図-8と9は気圧の時間変化を示しているが、気圧の測定値が階段状に減少しているのはそれぞれの高度で停止して測定を行っていることを示している。一定値を取るのが停止している状態、減少あるいは増加しているのがゴンドラが上昇あるいは下降している状態である。

(3) 気温の測定

図-8と9の(b)から気温もゴンドラの上昇にとも

ない減少し、下降にともない増加している。温度計はゴンドラの停止に敏感に反応しないが、ゴンドラを3分間停止させることでそれぞれの高度での気温を測定している。

(4) 湿度の測定

図-8と9の(b)から立坑内の湿度はゴンドラの上昇にともなって増加していることがわかる。湿度の3月と7月の観測値を比較すると3月の観測ではゴンドラの下降とともに湿度は減少しているが7月の観測ではゴンドラの上昇後にもその値が増加している。これは湿度計が90%以上の高湿度の測定範囲では多少のヒステリシスを有しており、一度高い湿度を測定すると湿度が低くなくても、すぐには正確な値を捉えることができない

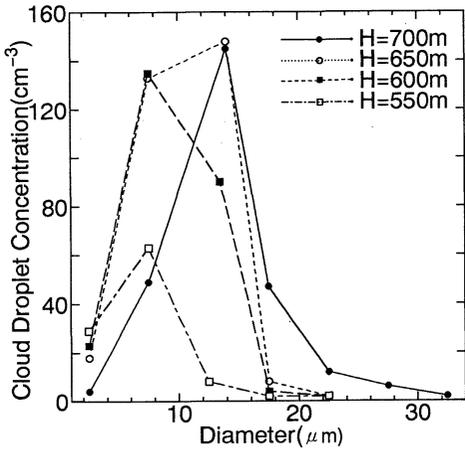


図-14 立坑内の各高度における雲粒の粒径毎の数濃度分布
(上空にいくほど雲粒の個数は多くなっており雲が徐々に濃くなっていることがわかる。)

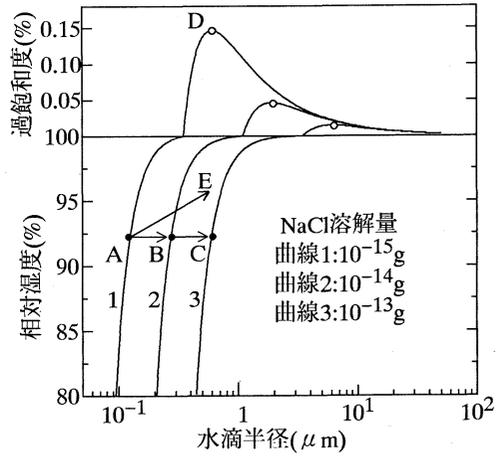


図-15 NaClを含んだ水滴の成長曲線
溶解量, 左から 10^{-15} g, 10^{-14} g, 10^{-13} g
立坑内の水滴に溶けていると考えられるNaClの量に対するラウール効果. A→B→Cの経路で凝結成長が起こり得る。

めである。従って今後の議論にはゴンドラが下降中の湿度の値は用いないことにする。

(5) 風速の測定

風速は観測中0.5~0.8 m/sec程度の幅で振動しているが、これはゴンドラが上昇しているためであり、この値はゴンドラの上昇速度を表している。したがって立坑内の上昇気流の速さはゴンドラが停止している状態での値によって求めることができる。図-8と9の(a)から3月の測定では約2.2 m/sec, 7月の測定では約1.3 m/secの上昇気流が存在していた。

5. 観測結果と考察

現在までに行った実験のうち1992年4月1日と1993年3月10日の2回は雲ができていない大気条件であり、1992年7月2日, 9月12日と1993年8月10日の3回は雲の発生が確認された大気条件であった。これらの異なった条件での立坑内の気温, 水蒸気量や風と気圧場の関係を比較検討することによって雲の生成機構について考察を行った。

(1) 立坑内での気圧の鉛直分布

図-10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、圧力勾配はどの観測においても100 mにつき約11.4 hPa減少している。

(2) 気温の鉛直分布

図-11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月の気温の鉛直分布を比較したものである。9月の観測において気温は下端(23.0°C)から上端(17.6°C)へと減少しているが気温減率は0~250 mは約1.2°C/100 m, 雲の発生が確認される350 mより上端では約0.5°C/100 m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500 m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気温が低下している。これらの結果は、雲の発生による潜熱の放出により雲底下と雲内の気温の減率が変化するということを実スケールで実験的に実証した初めての結果である。

(3) 湿度の鉛直分布

a) 相对湿度

図-12は相对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ほぼ直線的に増加しているが、雲の発生した7月, 9月の観測ではビデオカメラで雲の発生が確認される高度より数10 m~100 m低い地点から上空に向かって湿度の増加率は小さくなっている。この現象は気体である水蒸気からビデオカメラに写る程度の大きさ(数μm)以上の雲水に相変化をする中間帯に湿潤したエアロゾルが存在する領域があることを示している。ここで注目すべき現象としては相对湿度が100%以下で雲の発生が確認されることである。

b) 水蒸気の混合比

次に混合比を用いて鉛直分布について考察する。図-13は観測した気温, 湿度, 気圧のデータを用いて

Clausius-Clapeyron の式と次式とを用いて求めた水蒸気の混合比と飽和混合比の鉛直分布を示している。

$$w_s = 0.622 \frac{e_s}{p - e_s}$$

ここに、 e_s は飽和水蒸気圧、 p は観測された大気圧である。図-13 から各高度で観測された混合比は飽和混合比に比べてかなり小さく、不飽和状態であることがわかる。雲が発生した7月と9月の結果を比べると低い位置で雲が発生した9月の観測の方が7月の観測よりも水蒸気量は多い。しかし混合比と飽和混合比との差を比べると、7月の観測よりも9月の観測の方が雲の発生位置が低いにも関わらず混合比と飽和混合比との差は9月の観測の方が大きい値を示しているが、この現象は雲の核となるエアロゾルの大きさ、量、成分等の物理的、化学的性質が7月と9月では異なったためと考えられる。

(4) 雲粒の粒径分布

図-14 は立坑内の高度別の雲粒の粒径分布の変化を示したものである。高度が上昇するにつれ雲粒の数は多くなり、径も大きくなっていることがわかる。550 m ~ 650 m 間では雲粒子の個数が増加しており、まず 10 μm 以下の粒径の雲粒子数が増加し、続いて 15 μm 程度の雲粒子数が増加している。これに対し 650 m ~ 700 m 間では粒径の小さな雲粒の数が減少し 20 μm 以上の粒径の大きな雲粒の数が増加している。これらのことから雲粒子は水蒸気の凝結により成長していること、650 m 以上では併合成長も同時に起こっていることが考えられる。

(5) 不飽和状態での雲の生成及び成長

溶解性の不純物を含むことによる平衡相対湿度が低下する現象はラウール効果と呼ばれており、平衡相対湿度と水滴半径の関係は理論的に導出できる¹⁾。不飽和状態における水滴の生成は図-15 に示すラウール効果によって説明される。ラウール効果は NaCl のような親水性、溶解性の高い粒子が溶けていると純粋な水では生成されることがない不飽和状態でも水滴が生成されるというものである。既述のように立坑内に流入している空気には地上で観測される数倍の量のエアロゾルが含まれており、しかもエアロゾル粒子の粒径は大きく NaCl のような凝結核として有効な粒子を含んでいることがわかっている。立坑内でのエアロゾル粒子の組成状態はラウール効果によって水滴が生成される条件を満たしており、この効果によって不飽和状態においても水滴の発生が説明付けられる。しかしラウール効果によって生成される水滴の大きさは数 μm のオーダーであり、この大きさの水滴は一般的に雲粒とは言われていない。雲粒にまで成長するためには生成された数 μm の水滴が凝結成長、ある

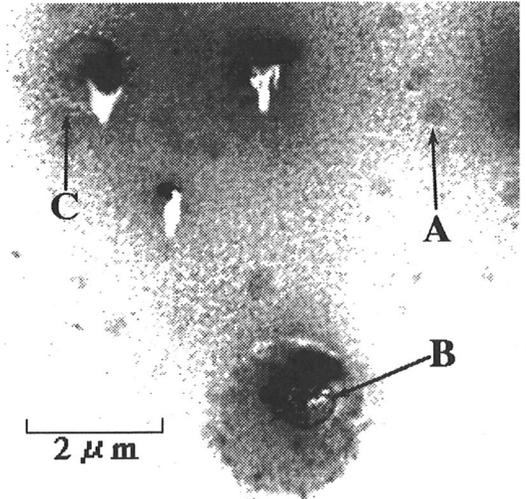


写真-5 雲の下端付近で採集されたエアロゾルの電子顕微鏡写真 (A は完全に液体になった雲粒, B は凝結核であり、この核が融けつつある状態か、融けずに残っている状態を示している。左上部の粒子は核が硫酸塩でかつ表面が濡れていたことを示している。C の回りの小さいドットはこの粒子は硫酸塩で、かつ表面が濡れていたことを示している。)

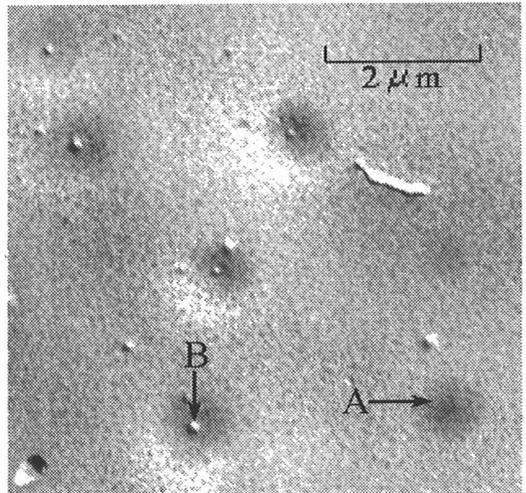


写真-6 雲の内部で採取したエアロゾルの電子顕微鏡写真 (雲の下端部で採集された粒子に比べ中心部に残った核 (B) の大きさが小さい。これは粒子が上昇しつつ水蒸気を凝結させて融けていったためと考えられる。)

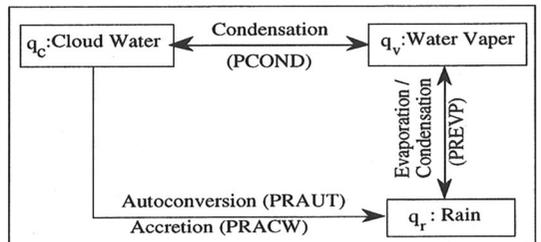


図-16 雲の微物理過程の模式図 (Steven and Hobbs : 1983) (水蒸気と雲と雨の循環過程)

表一2 Steven・Hobbs モデルの基礎式(1 次元暖かい雨の部分)

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = -w \frac{\partial q_v}{\partial z} + \frac{S_v}{\rho}, \quad \frac{\partial q_c}{\partial t} = -w \frac{\partial q_c}{\partial z} + \frac{S_c}{\rho}$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} = -(w + \bar{V}) \frac{\partial q_r}{\partial z} - \frac{q_r \partial(\rho \bar{V})}{\rho} + \frac{S_r}{\rho}, \quad \frac{\partial T}{\partial t} = -w \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_d \right) + \frac{S_h}{\rho}$$

where
 $S_v = \text{PCOND} + \text{PREVP}$, $S_c = \text{PCOND} - \text{PRAUT} - \text{PRACW}$
 $S_r = \text{PREVP} + \text{PRAUT} + \text{PRACW}$, $S_h = \text{PCOND} + \text{PREVP} + \text{PMLTEV}$
 q_v : Mixing ratio of vapor q_c : Mixing ratio of cloud water
 q_r : Mixing ratio of rain Γ_d : Dry adiabatic lapse rate
 \bar{V} : Falling velocity w : Updraft wind velocity

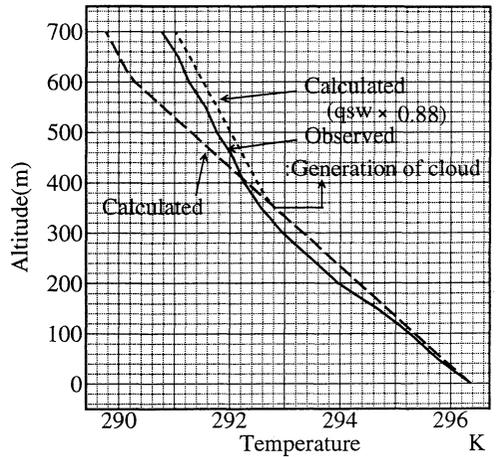
表一3 計算条件

	初期条件	境界条件
水蒸気量	立坑内の50m毎の気温観測値の相対湿度75.5%の水蒸気量分布を与える。	立坑下端から相対湿度75.5%の水蒸気を上昇風と共に与える。
気温分布	立坑内の50m毎の気温の観測値を用いる。	立坑下端の気温は固定する。
混合比	$q_c, q_r = 0$	上端 $\frac{\partial q_v}{\partial z} = 0, \frac{\partial q_c}{\partial z} = 0$ $q_r \text{ flux} = 0$
		下端 $\frac{\partial q_c}{\partial z} = 0, \frac{\partial q_r}{\partial z} = 0$
気圧分布	立坑内の観測値より立坑上端と立坑下端との気圧差から直線分布で与える。	
風速分布	上昇風速 $W = 1.3 \text{ m/s}$ の一様風速で与える。	

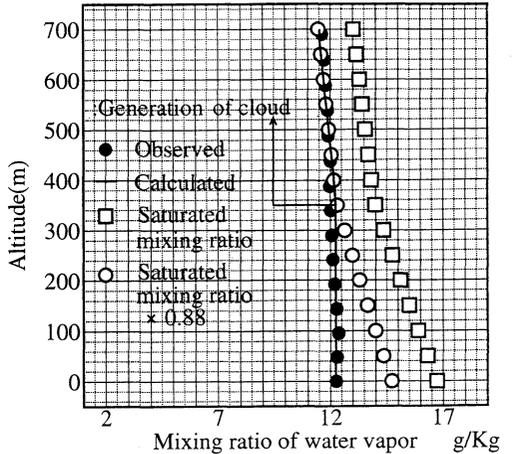
いは併合成長し数 $10 \mu\text{m}$ まで成長することが必要である。雲粒子が数 $10 \mu\text{m}$ まで凝結成長するためには、図一15の成長曲線のピーク(図中の○印)を越えること、すなわち過飽和になることが必要になる。したがって不飽和状態では数 $10 \mu\text{m}$ まで成長することは不可能である。さらに一般に半径 $10 \mu\text{m}$ 以下の水滴にはいかなる径の水滴も衝突しないといわれており¹⁾、併合結合によっても雲水まで成長することも不可能である。立坑内に存在する個々のエアロゾルは塩化物や硫酸塩等の数種類の物質で構成されており、部分ごとに性質が異なるため単一の物質でできた凝結核の場合とは水滴の発生状況は異なる。凝結核が多種類の物質でできている場合には初期段階にエアロゾルが水分を含んだとき、親水性に違いがあることや巨大核であることから表面全体が水で覆われるとは限らない。またエアロゾルの表面全体が水で覆われたとしても、水滴は溶解性のエアロゾルの混合溶液となるため立坑内での雲の生成過程を既存の理論で説明することはできない。現段階では立坑内での雲の発生機構を詳細に記述することは避け、著者らの雲の発生機構に関する見解を述べることにする。

(6) 本実験装置内における雲粒の発生機構に関する著者らの見解

雲水に含まれている NaCl の量は雲水サンプラーによって採集された雲水の濃度から最大 10^{-13} g として考えられる。図一15はこの値から推定できる雲粒子の成



図一17 気温の鉛直分布
 (相対湿度 88% で雲が生成されるとして計算した結果は観測値と良く一致する。なお、観測値が約 0.2 K 低いのは壁面に熱が伝達されるためと考えられる。)



図一18 水蒸気混合比の鉛直分布
 (350 m 付近で飽和混合比に 0.88 を乗じた疑似飽和混合比と計算した混合比が交わる。これは、350 m 付近から雲が生成されることを示している。)

長曲線である。通常の理論で考えられる凝結成長においては雲水に溶けている NaCl の量は一定であり相対湿度の上昇に伴い図一15の A → D へ雲水は成長していく。立坑内で採集されたエアロゾル粒子は大粒径でかつ多量の NaCl を含んでいる。このエアロゾル粒子が凝結核になると核が水滴部分に溶解し NaCl の溶解量が增大していくと考えられる。顕微鏡写真一5と6は雲粒子捕捉器により粒子を採集した電子顕微鏡写真である。写真一5には雲底付近(高度約 450 m)、写真一6には雲内(高度 500~600 m)の雲粒の様子が示されている。この2枚の写真中にある A は完全に液体になった雲粒であり B は雲粒の基となる凝結核である。雲の内部で採取した

雲水の凝結核 (写真—6 中の B) は雲底付近で採取した雲水の凝結核 (写真—5 中の B) と比べて小さい。これはエアロゾル粒子が溶解性であるため上昇しつつ水蒸気を凝結させつつ溶けていったためと考えられる。核が水滴内に溶けることによって水滴の濃度は高くなり水蒸気を凝結させやすい状態となる。すなわち図—15 で示した成長曲線の A→D に沿って成長する過程に加え、NaCl の溶解量が増えつつ水滴径が大きくなる A→B→C の経路に沿っての凝結成長が同時に起こり、図に示す A→E 方向への凝結成長が起きていることが考えられる。

6. 立坑での観測結果と既存の雲物理モデルとの比較

一般に降水現象を物理的に取り扱う場合、雲、水蒸気及び雨水等の微物理相互作用のメカニズムをいかにモデル化するかが問題となってくる。雲粒子の粒径分布とその成長過程を表すモデルとしては例えば高橋 (劬) (1978)²³⁾ のモデルがあるが、本実験で示された不飽和状態における雲粒子の発生過程を説明するには、さらに詳細なる微物理過程の解明が必要となる。よって粒径分布を考慮した雲粒子の成長過程の解明のための計算モデルの採用とその計算は今後行う予定である。本研究の段階では水蒸気から雲への凝結や蒸発、雨水への転換などを含み、水蒸気量、雲水量、雨水量についてパルク的にパラメタリゼーションした代表的な雨のモデルの一つである Steven and Hobbs (1983) モデルを用いて著者らの本立坑実験の結果を再現する³⁾。

(1) Steven and 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 、雲水混合比 q_c 、雲氷混合比 q_i 、雪の混合比 q_s 、雨の混合比 q_r 、気温 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。本論文では暖かい雨の一次元計算を行った。図—13 及び表—2 はこの計算で用いたモデルの部分の暖かい雨の雲物理過程と基礎式が示されている。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、雲の捕捉による雨の成長を示す PRACW、雨粒子の蒸発を示す PREVP がある。これらのパラメータについては付録—2 に記述されている。

(2) 計算条件

計算対象として、350 m 付近から雲の発生が確認された 9 月の観測結果を用いた。与えた条件は、すべて観測結果である。表—3 は計算に用いた気温分布、湿度分布、気圧分布、風速分布、初期条件、境界条件を示している。

(3) 立坑内の雲の発生の再現

図—17 は Hobbs らのモデルを用いて計算した気温の計算値と観測値の鉛直分布を示している。高度 0 m は立坑下端、高度 700 m は立坑上端である。計算結果では、気温減率の変曲点は高度 600 m で水蒸気混合比の相変化は高度 600 m まで起こらず高さ方向に一定である。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。高度 600 m 以上では水蒸気の凝結による潜熱の放出があり、雲水へと相変化している。しかし、観測結果では高度 350 m 付近で雲の発生が確認されており、これを説明するためにはパラメータの改良が必要である。Hobbs らのパラメタリゼーションでは水蒸気から雲への凝結は図—16 に示した PCOND によって決定される。Hobbs らのパラメタリゼーションでは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るとしているが、これまで行ってきた実験から雲は 100% 以下で発生することが初めて明らかとなっている。対象とした 9 月の実験でも相対湿度 88% で雲の発生が確認されている。したがって水蒸気の雲水への相変化は相対湿度が、飽和混合比 q_{sw} の 88% (以後疑似飽和混合比と呼ぶ) になることによって起こるとして計算を行った。図—13 に示す計算結果では、気温減率は高度 350 m 付近にあり観測結果と一致している。気温の計算結果が観測結果よりも各高度で約 0.2°C 高いが、これは立坑内の地下水の浸透で坑壁が冷却されていることによるものと考えられる。図—18 はこの計算と観測結果の水蒸気混合比の鉛直分布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 350 m 付近までは凝結がなく水蒸気量は一定であるが、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。

7. まとめ

本研究により著者らは断熱過程で生じた水蒸気の雲水への転換に關した実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) 本研究で建設した雲物理実験施設内において雲の発生を確認することができた。さらに、雲の発生過程における気温、湿度、気圧、風速等の物理量を正確に計測することができた。

(2) 凝結核のもつ化学的性質により雲は飽和あるいは過飽和状態にならなくても発生することが確認できた。雲の発生に際しては、水蒸気が凝結するときに潜熱を放出することや水蒸気量が減少する過程を観測することができた。

(3) 立坑内で発生する雲粒が成長している様子を顕微鏡カメラで捕らえることができた。雲底付近から大粒径の雲粒が発生し高度が上がるにつれて雲粒の数濃度が濃くなっていくことがわかった。

(4) 雲底付近の雲粒の凝結核は大きくさらに上にいくと凝結核が小さくなっていることが観測された。このことは雲粒の成長時に凝結核が溶け、雲粒の成長を助長しているものと考えられる。

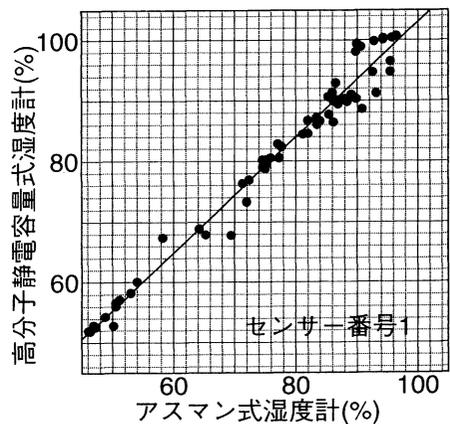
(5) Steven and Hobbs らのパラメタリゼーションの内、水蒸気が雲に凝結するパラメータを疑似的な飽和状態で雲が発生するとすることで、本立坑実験で明らかになった不飽和状態での雲の発生を数値計算で再現できた。

おわりに：著者らは雲の微物理過程の解明のために実スケールでの雲物理実験施設の必要性を提唱してきたが、本論文はこのような主旨で建設した実験施設を用いて行った研究成果の第一報に当たるものである。より詳細な観測や降雨の発生機構や酸性雨の発生機構の解明、さらにレーダーなどの各種リモートセンシングセンサーの実試験などを順次行う予定であるが、そのためには施設の充実が必要である。今後ともに関係機関からの支援をお願いすると共に、より多くの研究者の参加を期待している。

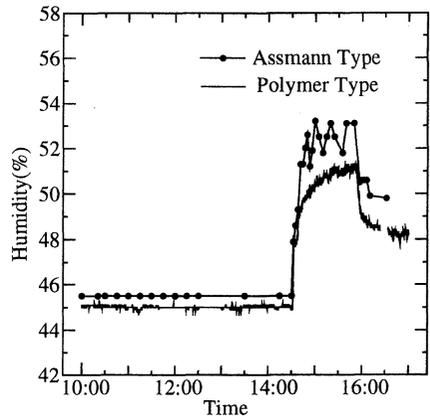
謝 辞：現在までの観測にあたっては上砂川町、三井石炭鉱業（株）、三井建設（株）、中央大学理工学研究所から多大なる支援を受けており、観測設備の設置、観測中の作業においては（株）SMS に多大なる協力を頂いた。さらに、本研究は文部省科学研究費一般研究（C）（代表 山田正（中央大学））、試験研究（A）（代表 藤吉康志（名古屋大学））の補助をうけている。ここに記して感謝の意を表す。

付録 1 湿度計の検定

これまで湿度を精度良く測定することは困難とされてきた。特に湿度が 90% を越える場合には、正確かつ自動的に測定することは極めて困難である²¹⁻²³⁾。本研究においては、立坑内の湿度分布や流入空気の時節変動を測定するために、自動的に湿度を測定することが要求されており、ここでは高分子静電容量式湿度計（ヴァイサラ社）及び高分子誘電率式湿度計（ロトロニック社）を用



付図—1 高分子静電容量式湿度計の検定実験結果（室内）
自動計測用の高分子静電容量式湿度計は、アスマン式湿度計に比べて4~5%程度大きな値を示している。



付図—2 高分子誘電率式湿度計とアスマン式湿度計の湿度の変化に対する追従（立坑内）

立坑内での散水による湿度の上昇を計測した結果である。散水により相対湿度6%程度上昇しているが、この変化を高分子誘電率式湿度計、アスマン式湿度計とも良く追従している。

いて自動計測を行っている。湿度計の精度については、湿度の基準となるデータとして最も信頼性が高いとされているアスマン式湿度計と比較することにより確認している。なお高分子静電容量式湿度計及び高分子誘電率式湿度計は、共に静電容量の変化を測定することにより湿度を求める型の湿度計で、高分子静電容量式湿度計はゴンドラに搭載して立坑内の湿度測定に、高分子誘電率式湿度計は流入する空気湿度測定に用いている。付図—1はアスマン式湿度計と高分子静電容量式湿度計を用いて、実験室内での湿度の検定実験の結果を直線回帰した図である。この図より高分子静電容量式湿度計は、アスマン式湿度計と比べて3~4%高い値を示していることがわかる。このタイプの湿度計を4本使用しているがいずれも同様の検定結果が得られた。本実験で雲の

発生が確認できた時の湿度は88%と94%であったが、この検定結果を参考にすると85%と91%程度で雲が発生しているといえる。付図-2はアスマン式温湿度計と高分子誘電率式湿度計の湿度を比較した図である。この図より高分子静電容量式湿度計とは逆に、湿度50%付近で2~3%アスマン式温湿度計の方が湿度が高くなった。また散水による湿度の急激な変化にも高分子誘電率式湿度計は、アスマン式温湿度計に良く追従している。

付録2 シミュレーションに用いたパラメタリゼーション (Steven and Hobbs (1983))

本文図-13に示したパラメータの内、本雲物理実験の再現計算をする時に支配的となるいくつかの項(凝結、蒸発、オートコンバージョン)について以下に説明する。

1) CONDENSATION AND EVAPORATION OF CLOUD WATER (PCOND)

水蒸気の凝結による雲水の発生を表す。水蒸気の混合比が飽和混合比を越える($q_v > q_{sw}$)と、水蒸気は凝結し雲水となる。

$$PCOND = \rho (q_v - q_{sw}) \left[\Delta t \left\{ 1 + \frac{L_v^2 q_{sw}}{c_p R_w T^2} \right\} \right]^{-1}$$

雲水の発生源となる現象で、特に($q_v - q_{sw}$)の符号によるところが大きい。ここで、 q_v :水蒸気混合比、 q_{sw} :飽和混合比、 Δt :現象の時定数、 L_v :水蒸気の凝結の潜熱、 R_w :ガス定数、 ρ :大気密度、 c_p :定圧比熱、 T :絶対温度である。

2) AUTOCONVERSION OF CLOUD WATER (PRAUT)

雲水の小滴が互いに衝突することで雨滴を形成する過程であり、初期において雨滴はこの効果によって生成される。

$$PRAUT = \alpha \rho (q_c - q_0)$$

ここで、 q_c :雲水混合比、 α :オートコンバージョン定数、 q_0 :オートコンバージョンの臨界値である。

3) EVAPORATION OF RAINWATER (PREVP)

雨水は大気が不飽和である時に蒸発が起こるが、その蒸発した水蒸気量を加えても飽和にならない場合に蒸発するとしている。同様に、もし大気が過飽和状態なら、雨滴の凝結成長が起こるとしている。

$$PREVP = \frac{2\pi N_{OR} (S-1)}{A' + B'} \left[\frac{0.78}{\lambda_R^2} + 0.31 \frac{(a' \rho / \mu)^{1/2}}{\lambda_R^3} \Gamma(3) \left(\frac{p_0}{p} \right)^{0.2} \right]$$

ここで A' 、 B' :熱力学項³⁾、 S :飽和度、 N_{OR} :雨滴の粒径分布の切片値、 λ_R :雨滴の粒径分布である。

参考文献

- 1) Hans R. Pruppacher and James D. Klett: *Microphysics of Clouds and Precipitation*, D. Reidel Publishing Company, pp.136-161, 1978.
- 2) Tateya, K., Nakatsugawa, M. and Yamada, T.: "Investigation of Rainfall by Field Observations and A Physically Based Model", *Pacific International Seminar on Water Resources Systems*, Tomamu, pp.385-403, 1989.
- 3) Steven, A. R. 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*, *J. 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) 山田正, 日比野忠史, 鈴木敦: レーザ光を用いた雨滴計の試作とそれを用いた雨滴粒径分布の観測, 水文・水資源学会1993年要旨集, pp.212-213, 1993.
- 6) 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.
- 7) 山田正, 茂木正, 亀田祐二: 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.
- 8) 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年要旨集, pp.76-81, 1992.
- 9) 深和岳人, 松浦正典, 茂木正, 山田正: 雪及び氷晶を考慮した冷たい雨の数値シミュレーション, 水文・水資源学会1992年要旨集, pp.80-83, 1992.
- 10) Yamada, T., Hibino, T. and Matsuura, M.: *Numerical Simulation of Precipitation Considering Cloud Microphysical Processes*, *25th International Association for Hydraulic Research*, 1993.
- 11) Yamada, T., Fujiyosi, Y., Harimaya, T., Inage, M., Hibino, T. and Fukawa, G.: *Quasi-Prototype Experiments of Cloud Physics Using Long Shaft in the Mine*, *25th International Association for Hydraulic Research*, 1993.
- 12) 山田正, 日比野忠史, 松浦正典, 杉山知: 鉱山の長大立坑を用いた雲の実スケール実験とその数値シミュレーション, 第20回土木学会関東支部論文報告集, pp.144-145, 1993.
- 13) 山田正, 日比野忠史, 深和岳人: 長大立坑を利用した準実スケールでの雲物理実験, 第20回土木学会関東支部論文報告集, pp.138-139, 1993.
- 14) 山田正, 日比野忠史, 藤吉康志, 播磨屋敏生, 稲毛正昭, 深和岳人, 杉山知: 長大立坑を利用した準実スケールでの雲物理実験, 第48回土木学会年次学術講演会講演概要集, pp.167-168, 1993.
- 15) 山田正, 日比野忠史, 松浦正典: 冷たい雨のモデルを用いた1次元及び2次元地形性降雨の解析, 第48回土木学会年次学術講演会講演概要集, pp.164-165, 1993.
- 16) 山田正, 日比野忠史, 藤吉康志, 播磨屋敏生, 稲毛正昭, 深和岳人, 松浦正典: 準実スケールの雲物理実験と降雨シミュレーション, 第1回地球環境シンポジウム講演集,

- pp. 291-296, 1993.
- 17) 小倉義光著：一般気象学，東京大学出版会。
18) 小倉義光著：気象力学通論，東京大学出版会。
19) 日野幹雄，太田猛彦，砂田憲吾，渡辺邦夫共著：洪水の数値予報，pp. 205-216，森北出版。
20) 永井智広：自動観測用に適した湿度センサについて(1)，測器技術資料，pp. 1-16，1988。
21) 永井智広：自動観測用に適した湿度センサについて(2)，測器技術資料，pp. 1-25，1989。
22) 湿度計感部の試験(中間報告)，測器技術資料，pp. 1-8，1989。
23) 高橋劭著：雲の物理，東京堂出版。
- (1993. 10. 29 受付)

PROTOTYPE EXPERIMENT OF CLOUD PHYSICS USING THE LONG VERTICAL SHAFT IN A MINE

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

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 in a mine, and some valuable data such as updraft velocity, temperature, mixing ratio of vapor, cloud particles and rain drops, aerosol and their vertical distribution have been observed. In this shaft it was found that cloud occurred even in the lower condition than saturation point of humidity. The vertical distributions of temperature consists of two descending linear lines, which correspond to the dry and moist adiabatic lapse rate each other. This indicates the release of latent heat at the phase change from vapor to cloud water. Through the experiments, we found the new type of mechanism related to the occurrence of clouds. Finally we compared the above experimental results with the numerical solutions using the model of micro cloud physics proposed by Steven and Hobbs (1983), and we confirmed that this model can explain the experimental results by a slight modification for a condensation term.