冬季北西太平洋域層状雲の氷晶化度の実態とその発生機構に関する研究

（研究課題番号63540311）

平成元年度科学研究費補助金一般研究(Ｃ)
研究成果報告書

平成２年３月

研究代表者　石　坂　　　隆
（名古屋大学水圏科学研究所）

KAKEN
63540311
集

I　はしがき

研究代表者　石坂　隆

降水形成に氷晶過程が重要な役割を果すことが見出されて以来、雲の氷晶化の実態と氷晶・雪結晶の形成に関する研究が注目されている。また、最近は雲の放射特性を究明する観点から雲内における氷晶・雪結晶の性状に関する観測が重要なものとなっている。しかし、これまでの観測では初期氷晶や雲粒についての測定が必ずしも正確に行われていないために、雲の氷晶化度の実態さらに氷晶発生機構について不明確な点が少なくない。わが国では、気候変動研究の一環として「雲の分布とその気候への影響」特別観測が冬季北西太平洋域で層状雲について実施されるが、この観測でも雲の性状や雲の氷晶化度の詳細な観測が強く要望されている。このため、本研究ではこの特別観測に参加し、初期氷晶や雲粒の詳細な観測と氷晶の発生機構を究明する目的で、本研究を企画した。

昭和６３年度と平成元年度の２年間、文部省科学研究費補助金一般研究（Ｃ）を受け、標題の研究を遂行できたことは大変有用であった。本報告書はこの研究に関連して得られた結果をまとめたものである。

今後も本研究を基に更に観測と解析を重ね、雲の氷晶化度の実態と氷晶の発生機構の究明を通じて、気候変動国際協同研究計画への寄与と雲物理学の発展に寄与したいと考えている。

課題番号　　６３５４０３１１
研究課題　　「冬季北西太平洋域層状雲の氷晶化度の実態と
　　　　　　　その発生機構に関する研究」
研究代表者　石坂　隆　　（名古屋大学・水圏科学研究所・助教授）
研究分担者　岩井　邦中*（信州大学・教育学部・助教授）
　　　　　　鶴田　治雄**（横浜市公害研究所・大気部門・主任研究員）
　　　　　　　　* 昭和６３年度参加
　　　　　　　　** 平成元年度参加

名古屋大学図書
和B　66137

研究経費	昭和63年度	1,100千円
	平成元年度	500千円
	計	1,600千円

研究発表　　石坂　隆、鶴田　治雄：　雲粒分布の予備観測.
WCRP第3回シンポジウム報告書（印刷中）

Ishizaka, Y. : Size distributions of water droplets in clouds and their liquid water content over the ocean in Japan. Journ. Meteor. Soc. Japan. （発表予定）

Ishizaka, Y., and T. Torii : An improved video measuring probe of cloud particles and its application to clouds in the vicinity of Japan. Journ. Meteor. Soc. Japan. （発表予定）

（口頭発表）　石坂　隆、鶴田　治雄；雲粒の粒径分布と雲水量の観測.
日本気象学会平成2年度春季大会　平成2年5月
（発表予定）

Ⅱ　研究成果

1．航空機搭載用雲粒子直接測定装置の製作 ------------ 石坂　隆・鳥居龍晴
2．雲粒の分布状態の航空機観測 ------------------------ 石坂　隆・鶴田治雄
3．雪結晶の空間濃度の観測 ---------------- 石坂　隆・吉田昌史・高橋忠司

1．航空機搭載用雲粒子直接測定装置の製作

石坂　隆（名古屋大学水圏科学研究所）
鳥居龍晴（名古屋大学理学部装置開発室）

1．はじめに

雲粒や氷晶の観測はこれまで長い間、酸化マグネシウム薄膜やアルミニウム薄膜による方法（e.g. May, 1950, Clague, 1965）、そしてフォルンバールによるレプリカ法（e.g. Mac. Cready & Todd, 1964）などが利用されてきた。これらの方法は粒子を直接調べるという特徴があるが、試料の読取りなど資料整理が大変面倒であると共に、雲のごくわずかな部分についてしか測定できない欠点があった。このため、近年光学的方法などを駆使したさまざまな測器の開発が進められてきた。そして、現在雲粒の観測には光散乱方式の雲粒スペクトロメータ装置（米国ＰＭＳ社　FSSP-100型）が、また氷晶などの観測には２次元画像撮影装置（米国ＰＭＳ社　OAP-2D-C型）（Knollenberg, 1975）などが世界中で広く利用されるに至っている。これらの装置は、雲粒や氷晶を自動的に測定できるという点で、大変画期的かつ便利な装置であるが、精度に多少不安があったり、小さい氷晶の測定が容易でない、などの問題点も残されている。

最近、Tanaka et al.（1989）は航空機搭載用ビデオカメラ雲粒子撮影装置を開発した。この装置は雲粒や氷晶の映像を直接観測できるという点で観測精度を上げたり、小さい氷晶を測定したりすることができる可能性を持っている。しかし、気象研究所が開発した装置は大型で重量も重く、また構造上航空機の前部（ノーズカーゴ室）にしか搭載できない。また、吸引流量が測定されていないため、数濃度が正確に測定できない欠点がある。

このため、我々は米国ＰＭＳ社の雲粒スペクトロメータと併用して、雲粒や氷晶を正確に測定するため、小型で精度の高いビデオカメラを利用した航空機搭載用雲粒子直接測定装置の開発に取組んだ。

2．装置の概要

本装置は、航空機（セスナ機 404型）の胴体下部に搭載し、雲粒子の大きさ及び分布状態を直接観測するものである。

図１に、製作した装置を示す。雲粒子導入ノズル①より入ってきた雲粒子（粒径 数μm～数100μm）は、試料捕集面（スライドガラス）②に衝突して捕集される。この雲粒子の映像は、対物レンズ③と拡大筒④により拡大（約160倍 or 320倍）され、ＣＣＤカメラ⑤をとおしてモニターに映し出される。この時の映像はビデオテープに収録され、研究室で画像処理されて、観測した雲粒子の粒径分布と空間濃度に変換される。

航空機の振動の影響を避けるため、スライドガラス②とカメラ部（対物レンズ③、拡大筒④及び、ＣＣＤカメラ⑤）をネジ止めにより一体構造にした。観測を行わない時には、シャッター⑥を閉じることにより、スライドガラス②に雲粒子が衝突しないようにする。このシャッター⑥の駆動には、ロータリーソレノイド⑦を使用した。連続して観測を行う時には、エアーノズル⑧から圧縮空気を断続的に吹き出し、スライドガラス②に付着した雲粒子等をあらかじめ除去する。胴体⑨は、気流の抵抗を少なくするため、図のような形状（球頭円筒）に製作した。

２－１　試料捕集面部

図２に試料捕集面部を示す。雲粒子導入ノズル①は、ノズル先端径 φ1.5mm、出口 φ2.0mmに加工してある。また、ノズルは胴体⑨にＯリングによりシールし、ネジ止めにより固定してある。

シャッター⑥は、ロータリーソレノイド⑦により間欠的に駆動する。駆動時間は、0.5～10sec/回の範囲で調整できる。

スライドガラス②が雲粒子により氷結した場合は、ヒータにより加熱した圧縮空気をエアーノズル⑧から断続的に吹き出し、取り去ることもできるようにした。

ＣＣＤカメラ⑤に映し出される雲粒子の焦点を調整するには、アルミ製枠に接着してあるスライドガラス②を調整ネジにより行う。対物レンズは、５倍と10倍の２種類を用意し、観測によって取り替える。

２－２　カメラ部及び映像装置

カメラ部及び映像装置には以下の製品を使用した。

ＣＣＤカメラ（ELMO, EC-202型）

モニター（National, TH6-X300型）

ビデオデッキ（National, AG-7300型）

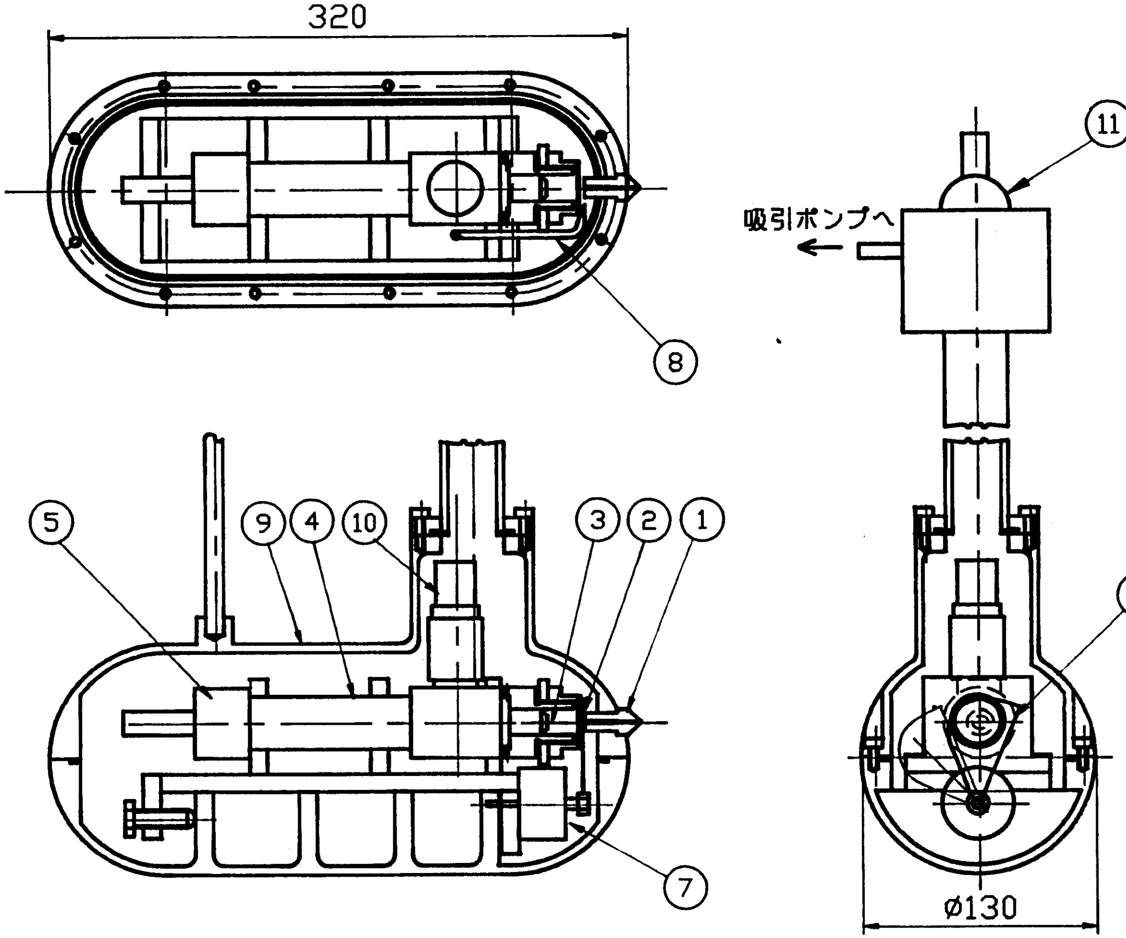


図 1　装置の構造.

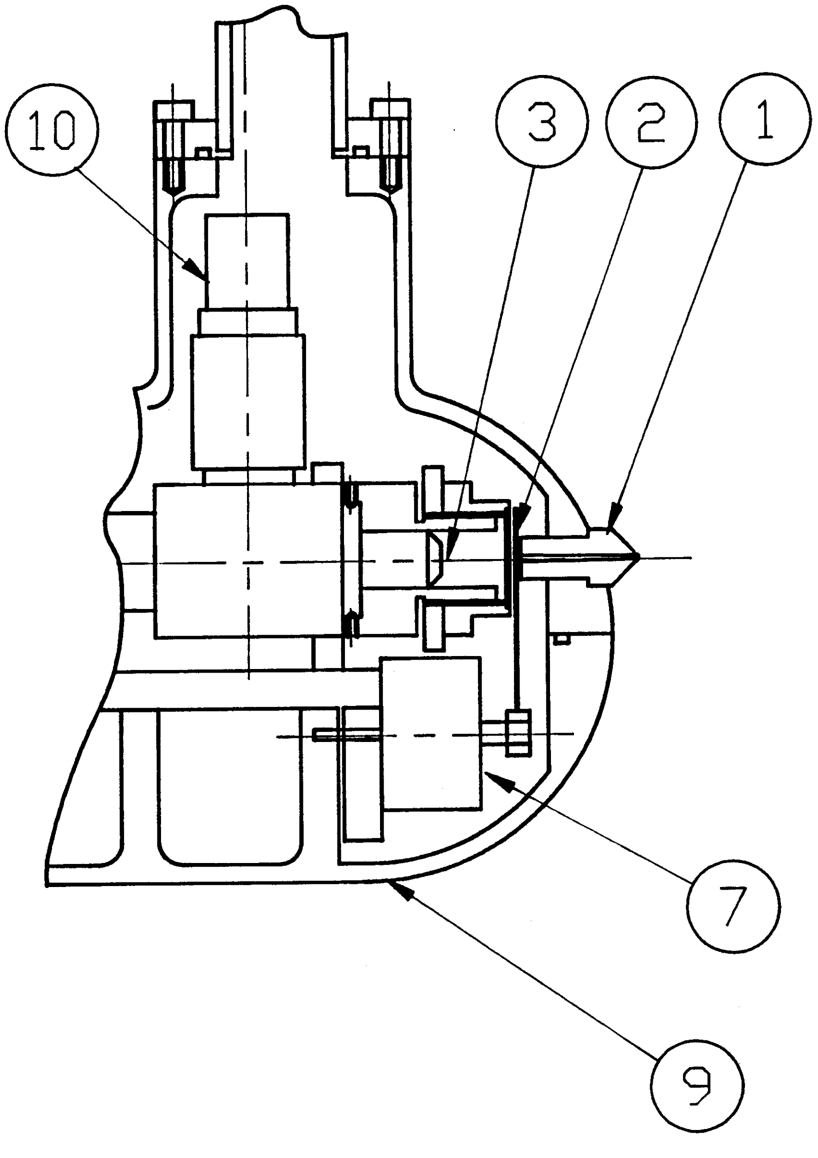


図 2　試料捕集面部.

2－3　胴体及びケーブル接続部

胴体は軽量化と空気抵抗を減らすため、アルミ鋳物により図1のように球頭円筒に製作してある。各部の固定方法は、取り外しが容易に行えるためネジ止めにしてある。ネジ部の強度を増すためメネジ部にはヘリサート（コイル状のネジ補強材でゆるみ防止も兼ねる。材質 SUS304）を使用した。

図3のようにケーブル接続部にハーメチックシールを使用し、映像装置等と脱着が容易に行えるようにした。

3．予備実験

本装置を製作する上で以下のような予備実験を行った。

3－1．セスナ機搭載実験

本装置には、セスナ機上でセスナ機のエンジン作動、気流の乱れ、及びセスナ機が雲内に突入した際に大きな振動が加わる。この振動により雲粒子の映像がブレてしまうと、粒径分布、空間濃度を直接観測できなくなる。

そこで、この実験では雲粒子測定装置の試作機をセスナ機内に搭載し、（1）セスナ機胴体及び、搭載した試作機の振動測定を行い、（2）そのときのカメラ映像をビデオに収録し、振動の影響による映像の状態について調べた。

3－1－1．実験方法

基礎データーを得るため、セスナ機内の振動と装置に加わる振動を測定した。測定方法は、図4のようにカメラ部（対物レンズ、拡大筒、ＣＣＤカメラ）に試料捕集面を取り付け、セスナ機内部の床に固定し、観測時での振動を加速度計(max 10G)で測定した。長さ 500mmの4本のボルト（M10）で固定したのは、実際の観測時に生じる振動を想定して、より実際の観測状態に近づけるためである。また、この図に示したように、固定した試料捕集面に霧吹きにより、霧を吹き付け、その映像をモニターに映し出し、ビデオにも収録した。

3－1－2．実験結果

振動測定結果を表1及び、図5に示す。

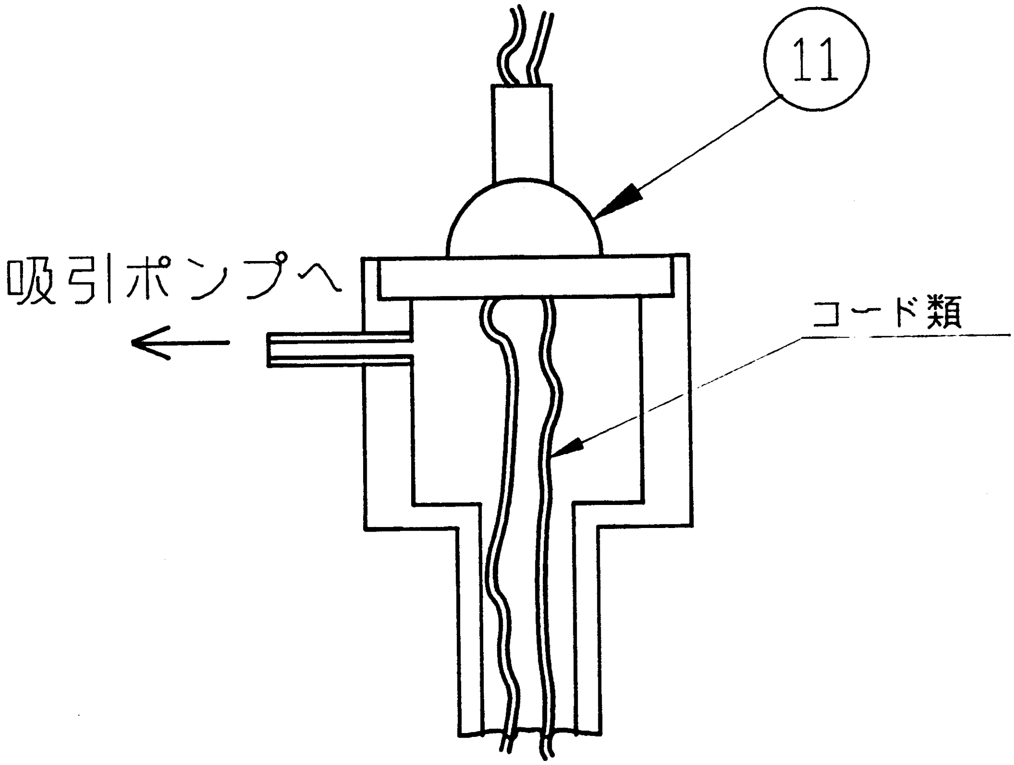


図３　ケーブル接続部.

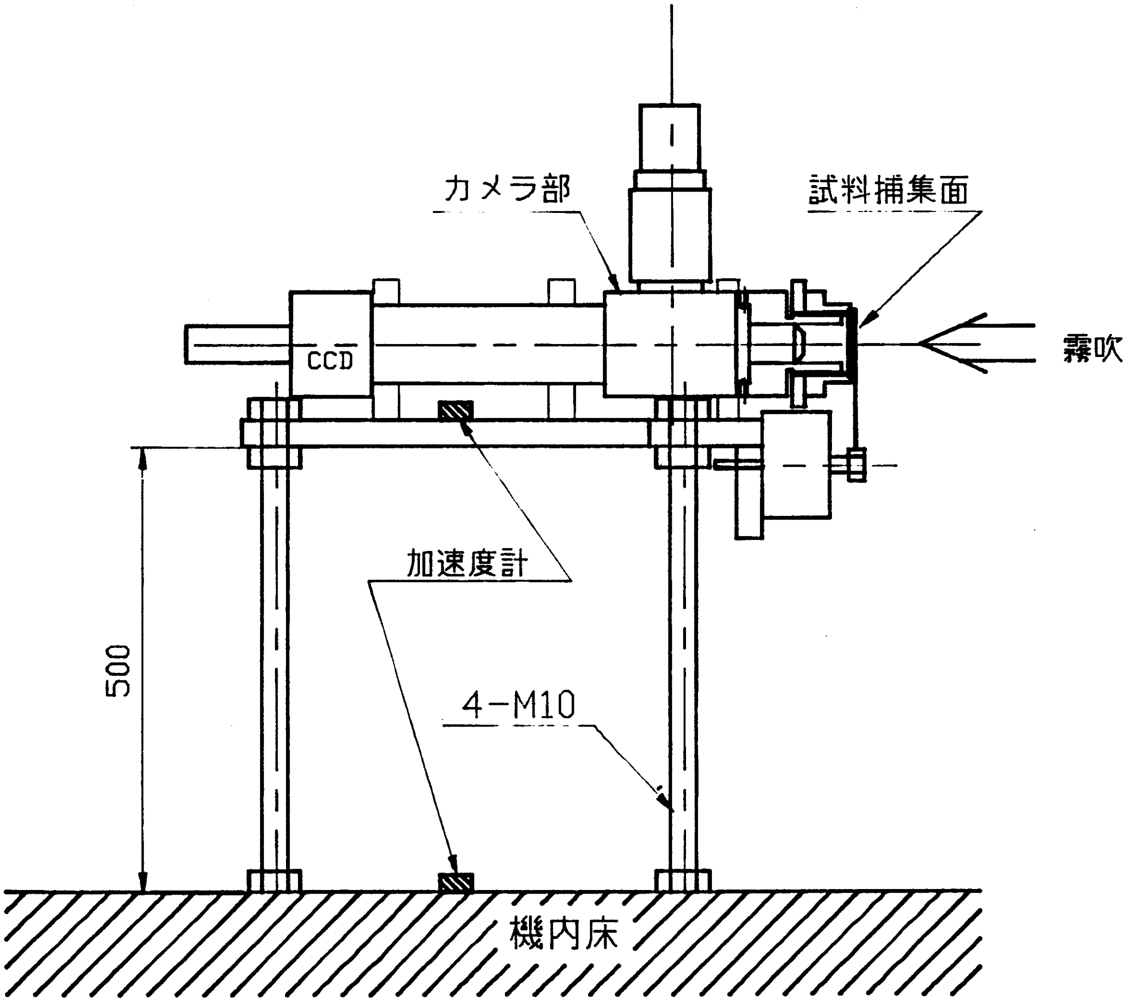


図 4　セスナ機搭載予備実験方法.

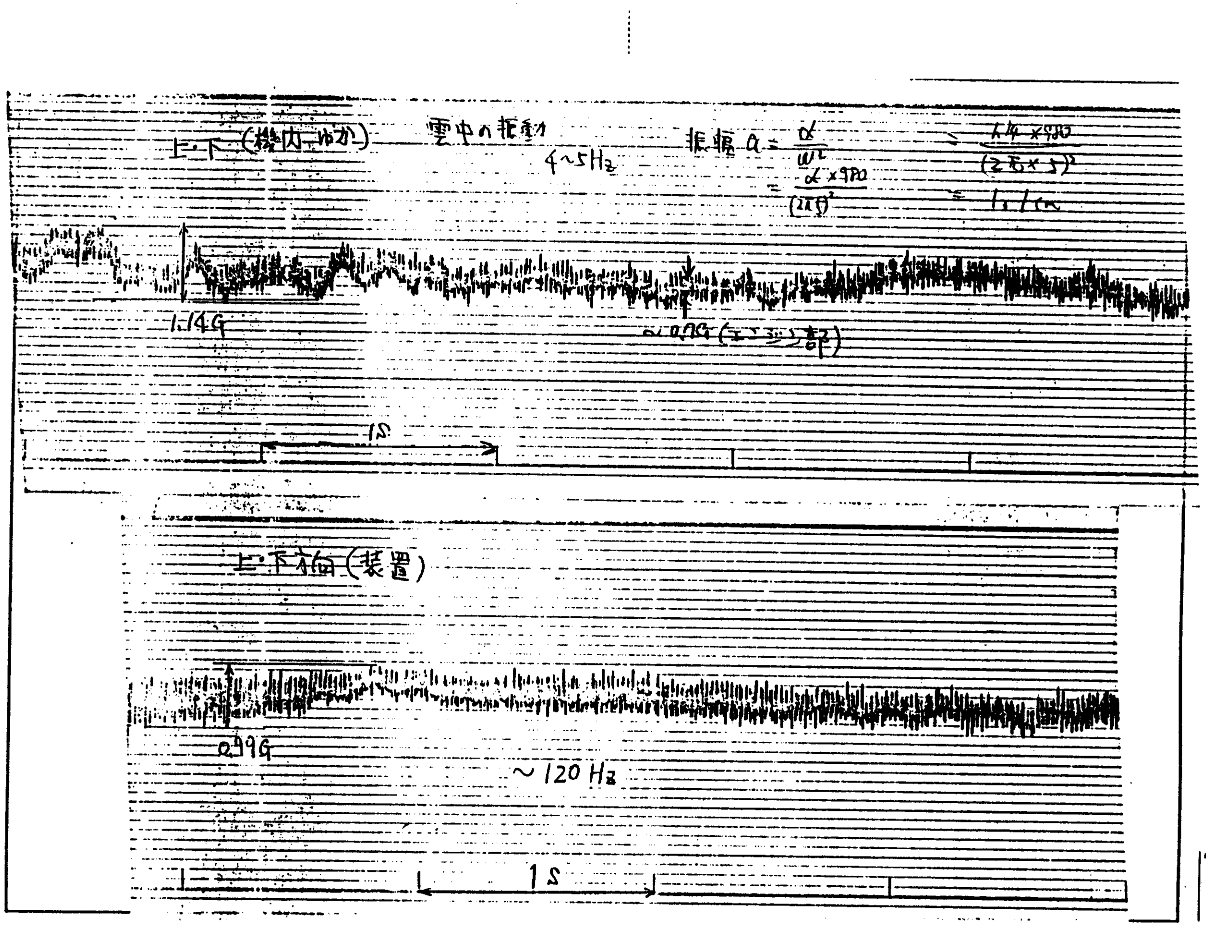


図５　加速度の記録紙例.

上図：機内床における上下方向（左側は雲内での振動）

下図：装置の上方方向

表1．振動測定結果

測定位置	振　　動．数
機内の床	振動周波数－上下、左右、前後共に～120Hz （これは、セスナ機のエンジンによる振動と一致した。）
カメラ部	振動周波数－上下　～120Hz 左右　～13Hz 前後　～16Hz

飛行時の機内床での振動周波数は、上下、左右、前後共に～120Hzであり、セスナ機のエンジンによる振動と一致した。加速度はいずれの方向でも最大で1G程度であった。装置部の振動は、（１）上下方向は機内の床と同じ周波数である。（２）左右は～13Hz，前後は～16Hzとなり、機内床と異なった振動数が測定された。これは装置の支柱（寸切りボルト、長さ500mm）によるものである。（３）各部の加速度はいずれの方向も最大で～1G程度である。なお、雲内ではこれらの振動に加えて、上下方向に振動数4～5Hz、加速度1.14G 程度が測定された。

セスナ機搭乗両日は、風が強く（地上での風速は、13～17m/sec）雲が大きいため、雲内に突入した時に非常によく揺れ、棚に乗せてあったカメラや箱等が落下するほどであった。そのような激しい揺れにおいても、映像のブレはなく良好な結果が得られた。これは、試料捕集面とカメラ部が直接接続されているため、観測上問題にならないことがいえる。

３－２．倍率の検定

本装置の試料捕集面にスケール検定用の対物マイクロメーターを置き、その像を撮影した。図６は14インチのブラウン管上の映像をポラロイドカメラで撮影したものである。分解能はこの写真からは５倍の対物レンズで約10μm、10倍の対物レンズで約4μm程度にしか過ぎない。しかし、実際には画像の処理に画像解析装置を利用する予定であり、分解能はこれより数倍良くなる。

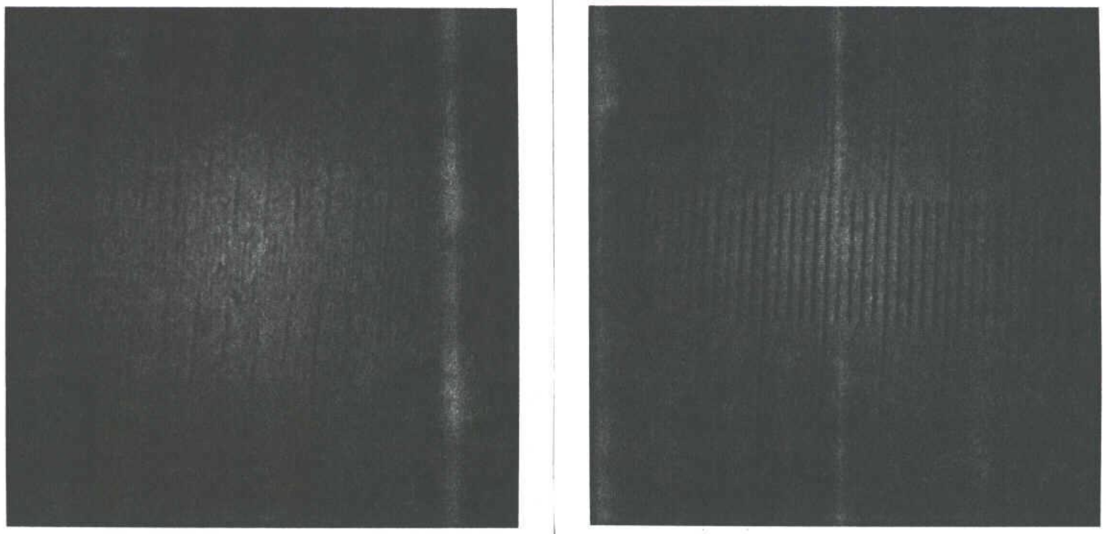


図６　マイクロメータの映像．(a)対物レンズ５倍，(b)対物レンズ10倍．
最少間隔は10μｍ，最長線間隔は100μｍ．

３－３．雲粒子直接測定装置の実用試験

装置製作後、実際に雲粒子を観測する実用試験を乗鞍岳（東大　宇宙線研究所　乗鞍観測所　標高2,770m）にて行った。この試験は、実際のセスナ機搭載時と異なり、装置が地上に固定され、静止しているため雲粒子導入ノズルより雲粒子が入ってこない。したがって、吸引ポンプにより装置内部を減圧して行った。その結果、雲粒子が雲粒子導入ノズルより取込まれ、スライドガラスに捕集される。そして雲粒子の映像がモニターに映し出され、雲粒子の直接観測ができた。図７は対物レンズ５倍で得られた雲粒の映像である。この実用試験により、実際の観測においても良好な結果が得られるものと考えられた。

４．雲粒子の観測

1990年 1月気候変動国際協同研究計画（ＷＣＲＰ）「雲の分布とその気候への影響」奄美大島特別観測において本装置を航空機に搭載し、雲粒子の直接観測を行った。図８は セスナ404型の胴体下部に搭載した本装置の写真である。本装置を実際航空機に搭載し使用した結果、航空機がエンジンを作動し離陸するまでに、エンジンからの排気ガスや粒子などが本装置の試料取込口に入り、試料捕集面に多数付着することが見出された。これらの粒子は試料捕集面に送る圧縮空気でも吹き飛ばず、雲粒子の測定の大きな妨害となった。この妨害を防ぐため、離陸前試料取込口に金属片（ジュースの空缶のふた）を取付け、上空で取外す応急対策を行った。その結果、この問題はどうにか解決できた。図９は 1月24日の観測で得られた雲粒の映像である。このようにどうにか観測できる見込みが立ち、本格的な観測を開始した。ところが雲が激しい過冷却雲（雲頂-15℃，雲底-5℃）であったため、過冷却水滴が 試料取込口に着氷し、入口を塞いでしまった。このようなトラブルが続いたため、この観測では雲粒子の性状に関する有用な知見はほとんど得られなかった。現在、これらのトラブルに対する装置の改良を進めている。

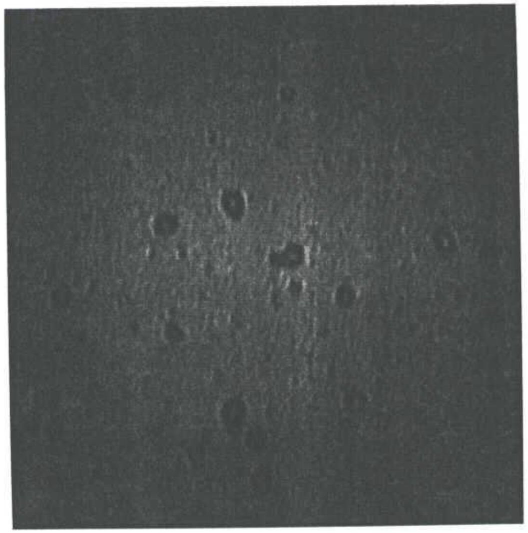


図7　乗鞍岳で得られた雲粒の映像.
（対物レンズ：5倍）

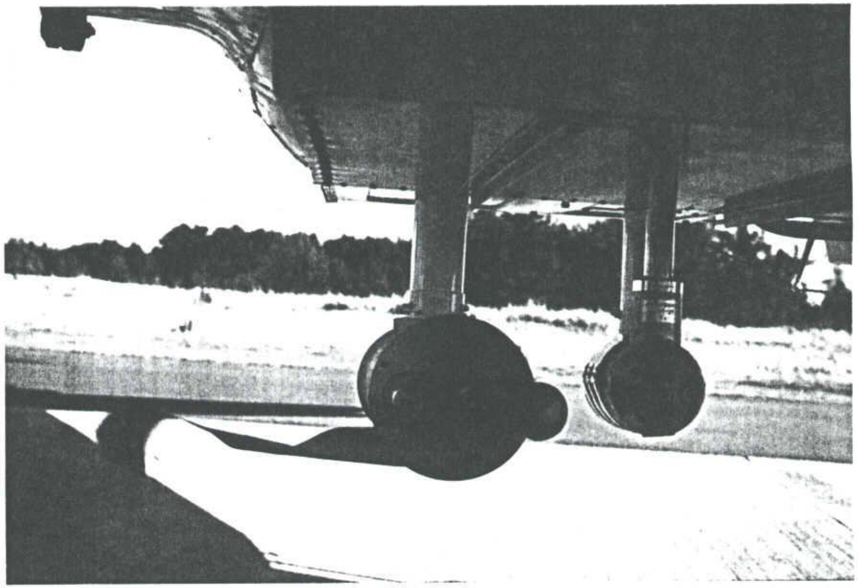


図8　セスナ機の胴体下部に取付けた本装置（右側のもの）.
写真の左は雲粒スペクトロメータのプローブ.

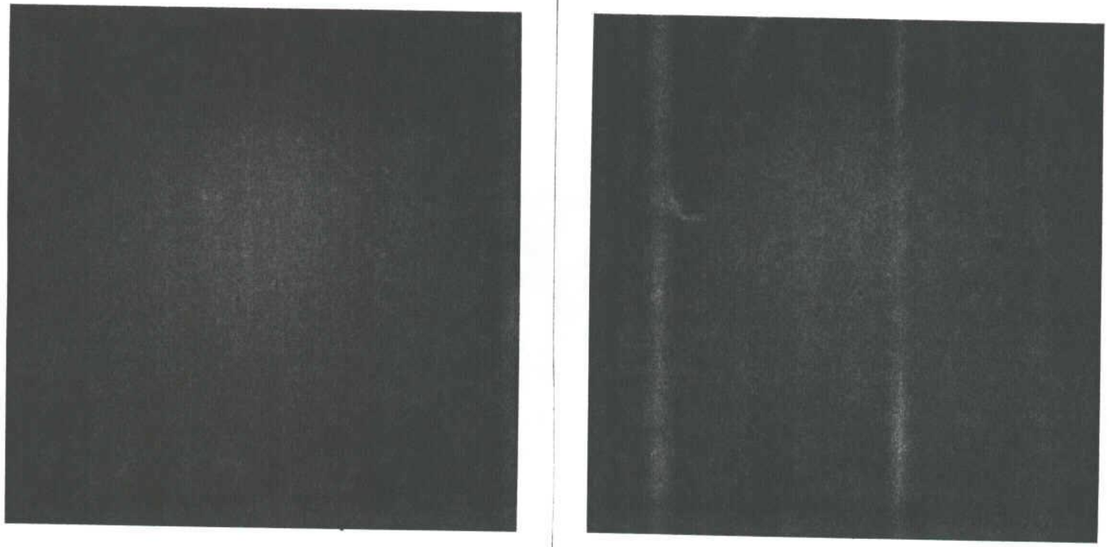


図９　奄美大島近辺上空で得られた雲粒の映像.
(a)捕集前の映像. (b)捕集後の映像.
（対物レンズ：１０倍）

引用文献

Clague, L. F., 1965: An improved device for obtaining cloud droplet samples. J. Appl. Met., 4, 549-551.

Knollenberg, R. G., 1976 : Three new instruments for cloud physics measurements. Preprints Intern. Cloud Physics Conference (Boulder), 554-561.

MacCready, P. B. Jr., and C. J. Todd, 1964 : Continuous particle sampler. J. Appl. Met., 3, 450-460.

May, K. R. 1950 : Measurements of airborne droplets by magnesium oxide method. J. Sci. Instrum., 27, 128-130.

Tanaka, T., T. Matsuo, K. Okada, I. Ichimura, S. Ichikawa and A. Tokuda, 1989 : An airborne video-microscope for measuring cloud particles. Atmos. Res., 24, 71-80.

2．雲粒の分布状態の航空機観測

石坂　　隆（名大水圏研）
鶴田　治雄（横浜市公害研）

1．序

雲内における氷晶の発生は、海上における積雲の観測などから、雲頂温度だけでなく、雲粒の数濃度や粒径分布にも強く依存することが見い出されている（e.g. Mossop, 1978; Hobbs & Rangno, 1985）。しかし、日本のように冬季アジア大陸の影響を大きく受け、また水蒸気量の高い大気中で氷晶が雲粒とどのような関係で発生するか全く究明されていない。

このため、我々は当初航空機上で氷晶を雲粒を同時に観測する準備を進めてきた。しかし、氷晶の観測に種々問題点が生じ、有用な資料を得ることができなかった。ここでは、1989年 3月に三重県津市近辺（図１）での氷晶雲について、また1989年 8月に和歌山県串本沖（図１）上空での水雲について、雲粒スペクトロメータで測定した雲粒の粒度分布と雲水量の結果を述べる。

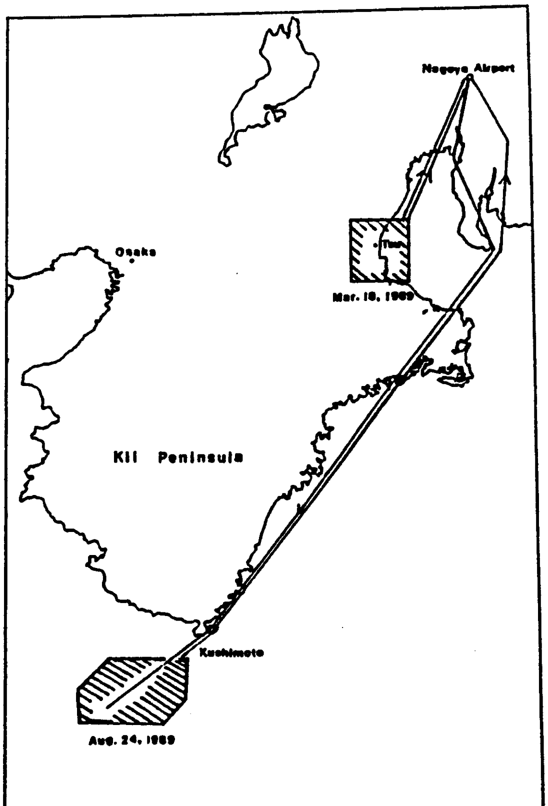


図１　観測地点.

2．測定法

図2は観測に使用した雲粒スペクトロメータの構成図である。プローブには米国ＰＭＳ社のFSSP-100型を使用している。これはレーザ光の雲粒による前方散乱光を計測し、雲粒の粒度を測定する原理を用いたものである。サンプリング量は約 21cm^3/sec、粒度の測定範囲は直径 1μmから95μmである。雲粒の粒度分布は観測しながら、機内でＣＲＴ上に見ることができる。雲粒の観測データは磁気テープに記録し、観測後大型計算機（またはマイコン）で処理する方法を採用している。雲粒スペクトロメータの（粒度）検定は標準ガラス粒子（米国ＰＩＳ社）を雲粒検出部（プローブ先端）に高速で通過させることによって行った。なお、本文に示してある雲水量は雲粒の粒度分布から導き出したものである。

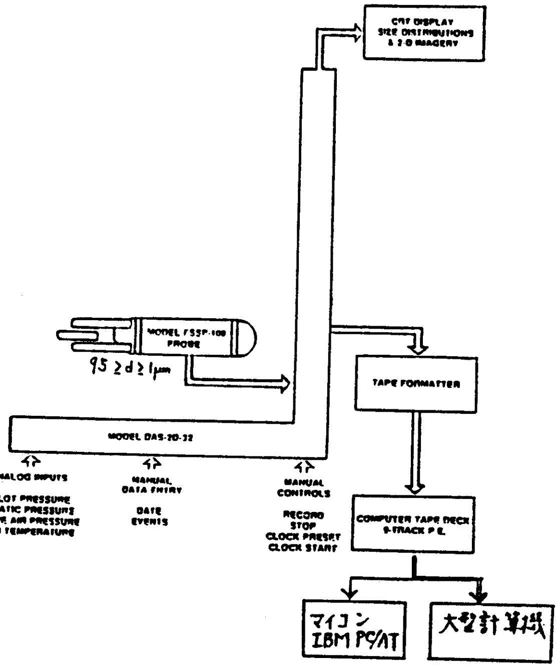


図２　雲粒スペクトロメータの構成図.

3．結果

1）串本沖

1989年 8月24日和歌山県串本沖30km海上に積雲群が見出された。これらの雲群には約2.9kmに達する背の高いものも僅かに含まれていたが、ほとんどは雲頂約2km（温度13℃）、雲底約 0.6km（20℃）の雲であった。観測では背の低い積雲群に着目し、高度を一定に保ち複数の雲を串刺しにするように突入し、調べた。図3は通過した雲の代表的な粒径分布を 6秒間（約450m）ごとに平均して高度別に示したものである。この図から粒度分布は雲底付近ではnarrowであるが、高度の増加と共に broadになることなどが分かる。粒度分布

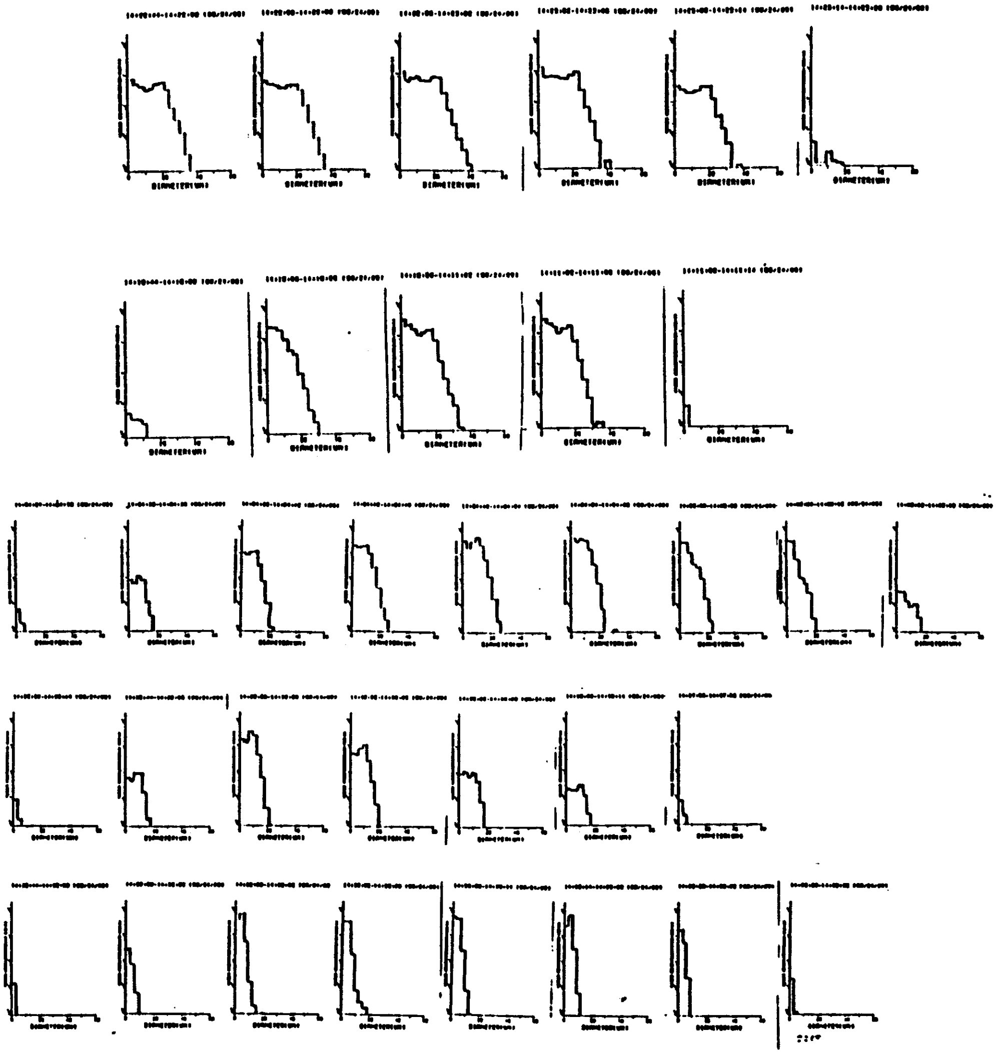


図３　串本沖における雲粒粒度分布の高度別水平分布．個々の図は6秒間（約450m）の平均値．測定高度は上から19.5km，1.5km，1.0km，0.8km，0.6km．

は必ずしも同じ雲について得られたものでないが、これらを高度別に並べ、比較した理由は積雲群がさまざまな挙動を示すとは言え、何らかの共通する性質を示すものと考えたからである。共通する性質を詳しく調べるため、観測データを処理し、整理した結果をいくつか示しておこう：

図４ａは 1秒ごとの雲粒の数濃度を高度別に３例選び、示した鉛直分布である。図４ｂは雲水量についての鉛直分布である。

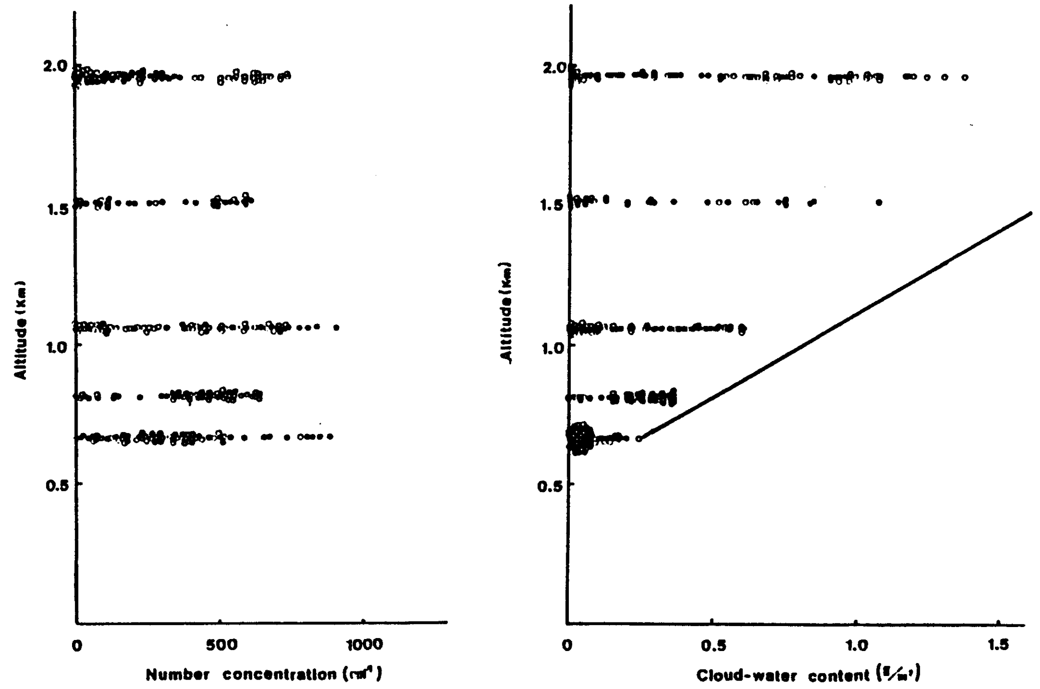


図４　串本沖における雲粒の鉛直分布．(a)数濃度，(b)雲水量，データは3つの雲（印が異なる）について1秒ごとの測定値で示してある．実線は断熱上昇で起こる雲水量の分布．

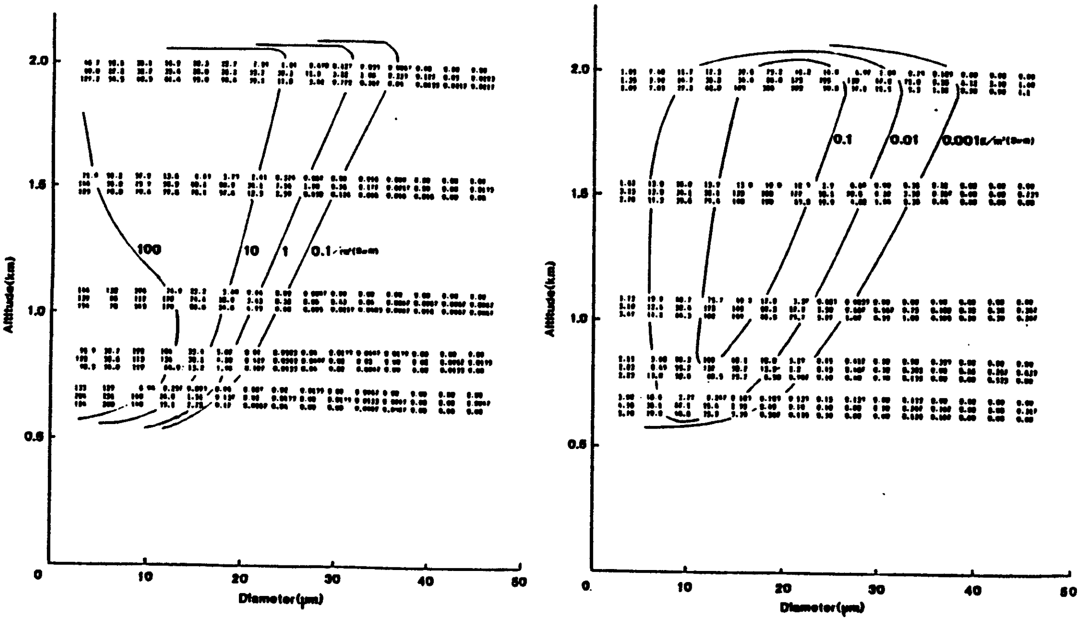


図５　串本沖における雲粒の粒度別数濃度(a)と雲水量(b)の鉛直分布．データは雲の中心部のみ使用．単位は（3μm）$^{-1}$cm^{-3}.

図５ａ はどのような大きさの雲粒が数濃度に寄与しているかを調べるため、個々の雲の中心部のみについて雲粒を大きさ（3μm）別に数濃度を求め、作成した鉛直分布である。図５ｂ は雲水量についての鉛直分布である。

図６ａ は雲粒数濃度の平均値と標準偏差を３例の雲について求め、それらを高度別に示したものである。図６ｂ は雲水量についての鉛直分布である。

図４～６から見出された結果を要約すると次の通りである：

(1) 雲粒数濃度は一定高度の雲内でも大きな変動を示すが、高度による変化は少なく、平均値は約 300個/cm^3、最大値は 800個/cm^3 以上である。 海上の積雲にも拘らず、雲粒数濃度が 800個/cm^3 以上であったことは雲物理的に大変興味深い結果である。

(2) 雲粒数濃度は雲底付近では小さい雲粒によって寄与されるが、高度の増加と共に大きな雲粒によって寄与されるようになる。

(3) 雲水量は大きな変動を示すとは言え、高度と共に増大し、雲頂付近で最大に達する。雲頂付近の雲水量は平均値で 0.5g/m^3、最高値で 1.3g/m^{3}以上に及んでいた。これらの結果から、鉛直積分雲水量を推算すると平均で約 40mg/cm^2、最大で約 100mg/cm^2 である。

(4) 雲粒の雲水量への寄与は雲底付近で小さいものが大きいが、高度と共に大きな雲粒によって占められるようになる。

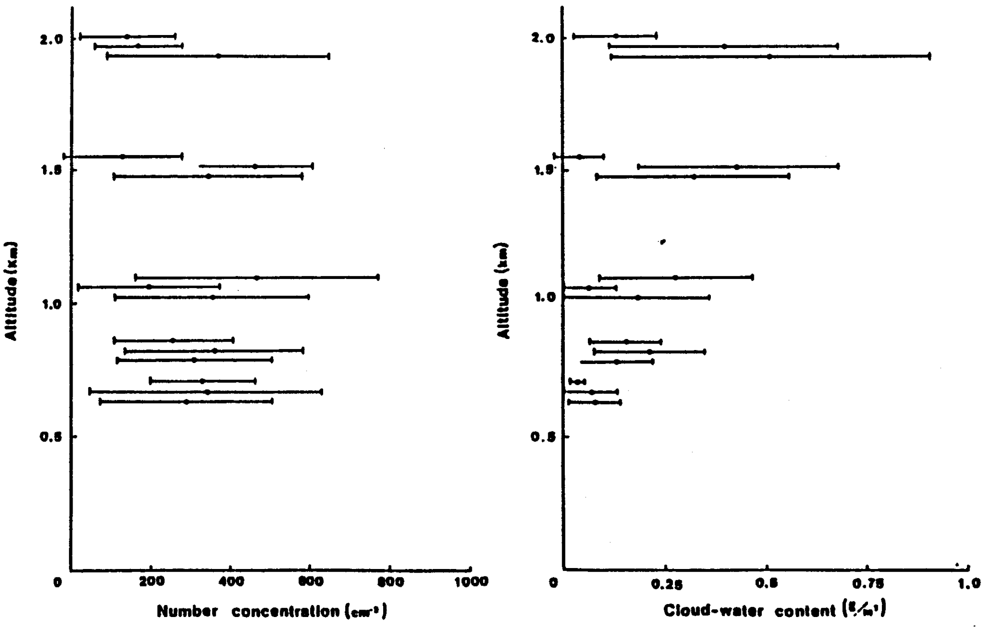


図６　串本沖における雲粒の数濃度(a)と雲水量(b)の平均値と標準偏差．各高度ごとに３例選び，示してある．

上に述べた結果のうち、何故日本近辺の海上の積雲で高い雲粒数濃度が見出されたかについて考察を付け加えておこう。図７ａは雲底下における雲粒核スペクトルの測定結果である。この図には比較のため清浄な海洋大気中の測定例も示しているが、観測時の海洋大気はこれに比べてかなり高い雲粒核スペクトルを示していた。このような高い雲粒核スペクトルの出現は潮岬測候所における風向・風速の時間変化（図７ｂ）から、観測日の朝方における紀伊半島周辺大気（汚染大気）の海洋への流出によるものと推定される。

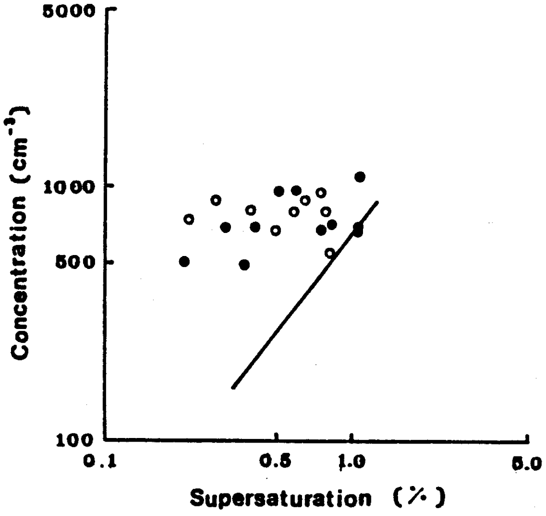


図７ａ 串本沖の雲底下における雲粒核スペクトル．実線は清浄な海洋大気中の値．

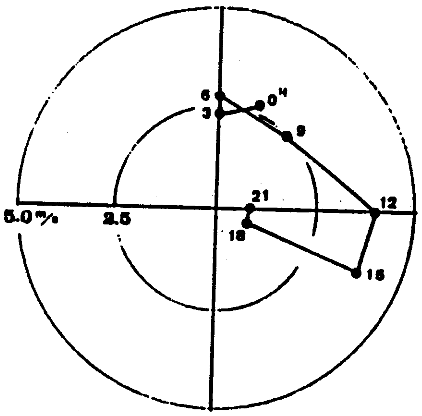


図７ｂ 潮岬における風向風速の時間変化．8月24日0時から21時までの3時間ごとの値

２）津近辺上空

1989年 3月18日津近辺の山岳で晴天積雲が見出された。この雲の雲量は約 2.7km（温度 -15℃）、雲底約 1.5km（ -10℃）であった。観測中、航空機のフロントガラスに雪結晶が衝突していたことから、この雲は氷晶雲であったと考えられる。我々はこの雲の詳細な観測を試みたが、観測の途中で磁気テープ記録装置が停止し、復帰しなかった。このため観測を途中で断念した。串本沖上空の積雲群の結果と比較するために、得られた結果を図８～９に示す。

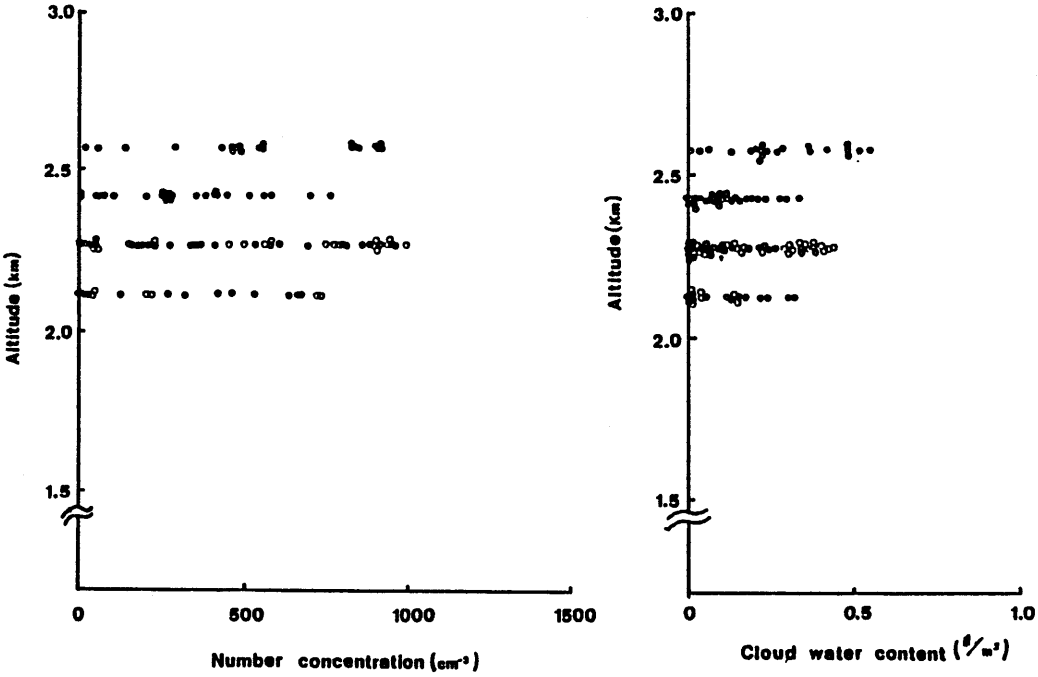


図 8　津近辺上空における雲粒の鉛直分布．(a)数濃度，(b)雲水量．

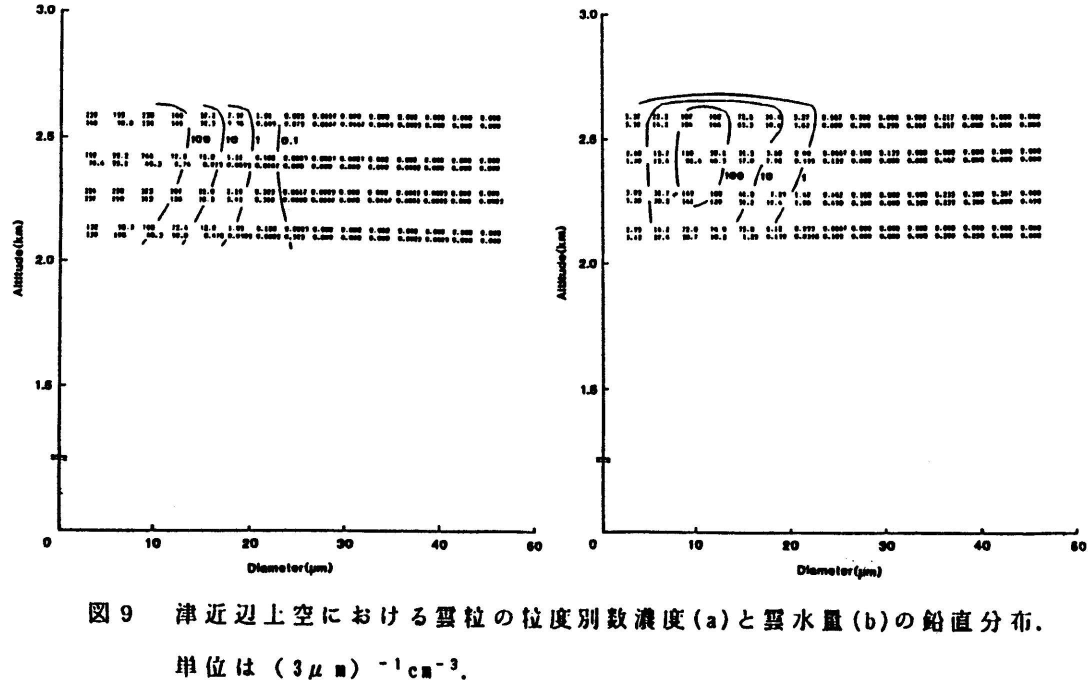


図 9　津近辺上空における雲粒の粒度別数濃度(a)と雲水量(b)の鉛直分布．
単位は（3μm）$^{-1}$cm^{-3}．

図8は図4に、また図9は図5に相当するものである。結果を要約すると次の通りである：

(1) 雲粒数濃度は串本沖の積雲に類似して高い。

(2) 雲粒粒度は氷晶雲のためか雲頂付近でも小さい。

(3) 雲水量は雲頂付近でも最高約 0.5g/m^{3}に過ぎない。

(4) 雲粒粒度の雲水量への寄与は雲頂付近でも小さい雲粒が大きい。

上に述べたように、我々の観測した積雲は水雲と氷晶雲であったためか、必ずしも類似した結果が得られなかった。これらの結果から、雲粒の粒度と雲水量は雲が氷晶化すると大きく変質し、水雲に比べてかなり小さくなることが強く考えられる。さらに詳しい知見を得るためには、今後事例を増していくことが重要と考えられる。

4．まとめ

航空機による氷晶と雲粒の同時観測を試みたが、測器の都合で雲粒の結果しか得ることができなかった。しかし、水雲と氷晶雲では雲粒の粒度分布や雲水量に大きな違いがあることが見出され、氷晶の発生機構を今後究明していく上で大変意味のある観測であった。また観測では、日本近辺の雲（積雲）はこれまで報告されているものに比べて、雲水量が高く、また雲粒数濃度も高い、という興味ある結果も見出された。今後、氷晶と雲粒、氷晶核の同時観測を行い、冬季北西太平洋域層状雲の氷晶化度の実態とその発生機構に関するさらに詳細な観測を進める予定である。

文献

Mossop, S. C., 1978: The inflence of drop size distribution on the production of secondary ice particles during graupel growth. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104, 323-330.

Hobbs, P. V., and A. L. Rangno, 1985: Ice particle concentrations in clouds. J. Atmos. Sci., 42, 2523- 2549.

3．雪結晶の空間濃度の観測

石坂　隆・吉田昌史（名古屋大学水圏科学研究所）
高橋忠司　　　　　（埼玉大学教育学部）

1．序

近年、氷晶の空間濃度がオーストラリアの海上の積雲（Mossop et al., 1967, 1969）やアメリカ西海岸の山岳（Hobbs, 1969）などで観測され、氷晶の濃度が 氷晶核濃度に比べて極めて高いことが見出されている。一方、大陸の影響を強く受けるイスラエルの大気中の積雲では氷晶の濃度が氷晶核とほとんど等しいことが見出されている（Gagin, 1975）。ところで、我国では冬季北西の季節風によって日本海沿岸に多量の降雪が起こる。この降雪現象はアジア大陸の影響を強く受けると共に、日本海の影響も受けた大気中で起こるものである。従って、日本海沿岸における降雪現象は上に述べた代表的な２例の両方の性質を有する大気中からの降雪である。このような大気中において氷晶はどのような発生機構を持つのか大変興味深いところであるが、氷晶濃度に関する観測がこれまでほとんど行われていないためによく知られていない。。

このため、本研究では日本海沿岸における降雪雲内における氷晶の発生機構を究明する第一歩として、志賀高原において雪結晶の空間濃度の観測を実施した。

2．観測

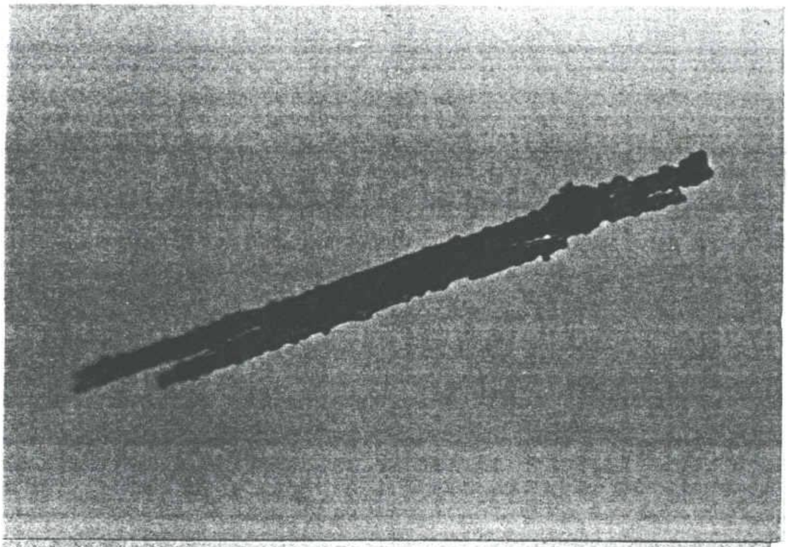
1989年 2月13～19日の期間、長野県志賀高原にある信州大学自然教育園で雪結晶の空間濃度に関する観測を行った。雪結晶の濃度は落下する雪結晶を Water blue 法で測定すると共に、接写法で調べた。また雪結晶の種類を詳しく調べるため、雪結晶をスライドグラスに受け、光学顕微鏡で観察した。これらの観測と同時に、小さい氷晶を測定するためにインパクターを利用したレプリカ法を導入したが、気温が高かったため信頼性のあるデータを得ることができなかった。

3．結果

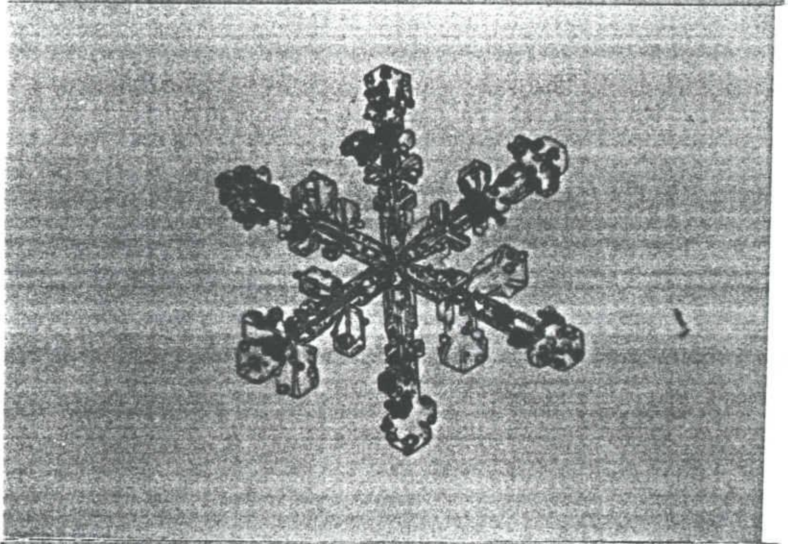
低気圧が日本の南海上を北上し、志賀高原では 2月18日朝から雪結晶が降った。表１は志賀高原で観測された雪結晶の種類の時間変化を示したものである。観測された雪結晶のうち、代表的な顕微鏡写真を図１a～hに示す。 2月18日は数mm以下の雲粒付樹枝や雲粒付針状結晶が卓越していた。また 2月19日は 3時45分から 5時40分にかけ小さい主に雲粒付樹枝や六花、角板が、また 5時40分後からは小さい霰が観測された。図２a～dはこれらの雪結晶を採集することによって得られた Water blue ろ紙の例である。雪結晶は顕微鏡写真からも分かるようにそのほとんどが数mm以下であったことから、雪結晶は Water blue

表1．志賀高原における降水粒子の種類

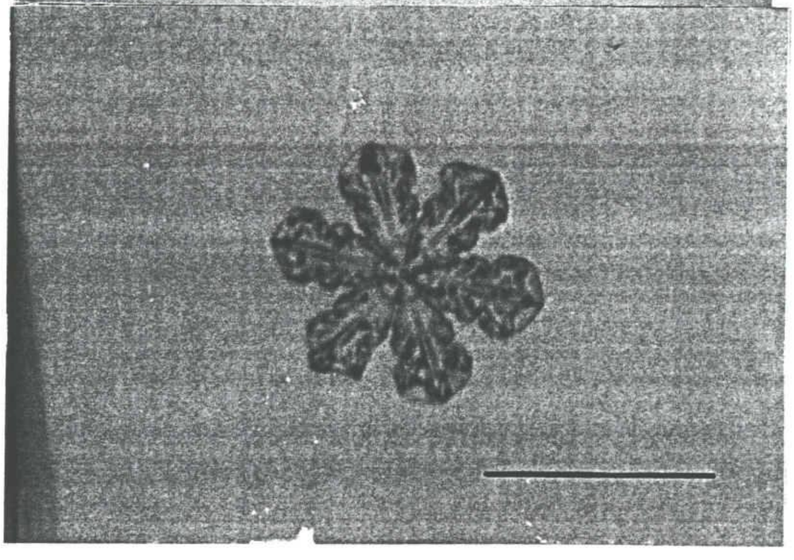
月　日	時　刻	種　類	月　日	時　刻	種　類
	時　分			時　分	
2月18日	8:25	霰状みぞれ	2月19日	3:45	小さい雲粒付樹枝
	8:33	霰，樹枝		3:48	〃
	8:43	小さい霰		4:11	〃
	8:53	小さい雪結晶		4:24	〃
	9:18	〃		4:34	〃
	9:59	〃		5:02	〃
	10:25	雲粒付樹枝		5:24	〃
	10:27	〃		5:39	〃
	10:43	〃		5:41	小さい霰
	10:49	〃		6:28	〃
	11:00	〃		6:29	〃
	11:15	〃（霧かかり始める）		6:42	〃
	11:29	角板，雲粒付樹枝		7:25	〃
	11:30	〃（霧はれる）		7:27	〃
	12:01	針状結晶，霰状雪結晶（雲粒付）		8:16	〃
	12:02	〃			
	12:42	針状結晶（雲粒付）			
	13:09	〃			
	14:17	〃			
	14:20	〃			
	15:10	〃			
	15:40	〃			
	15:50	針状結晶，霰状雪結晶			
	16:10	〃			
	16:40	〃			
	17:33	針状結晶			
	20:35	雲粒付針状結晶			



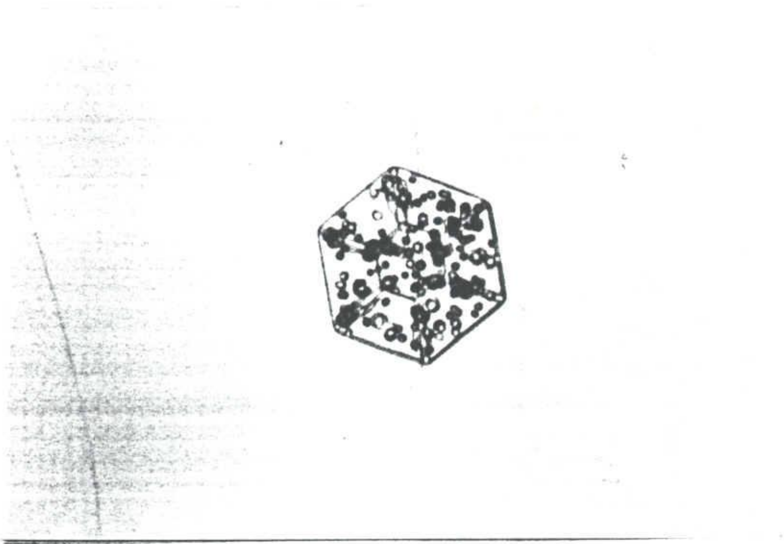
(a)



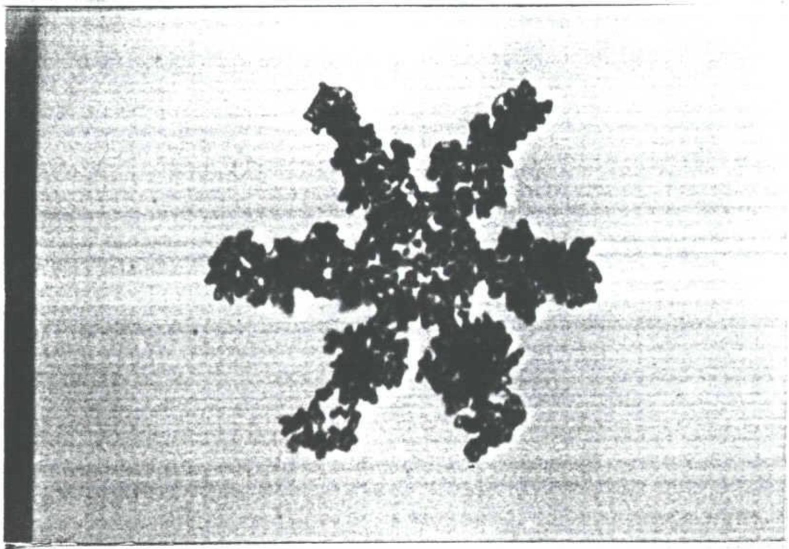
(b)



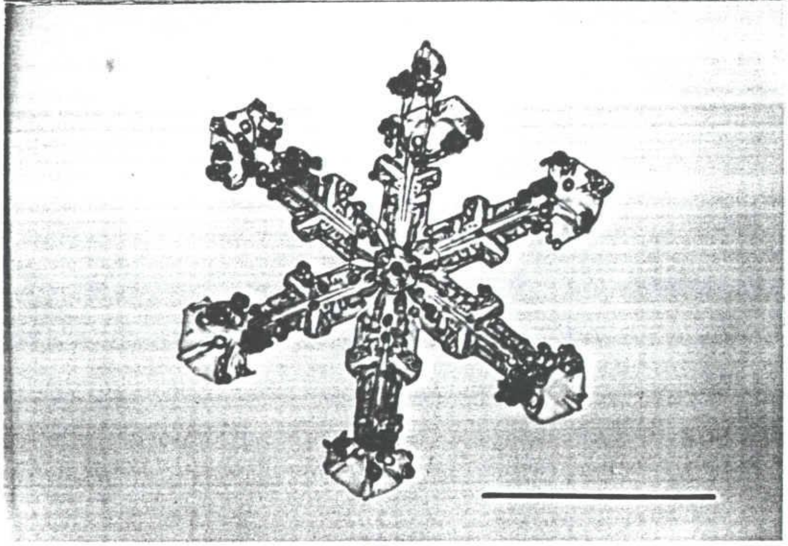
(c)



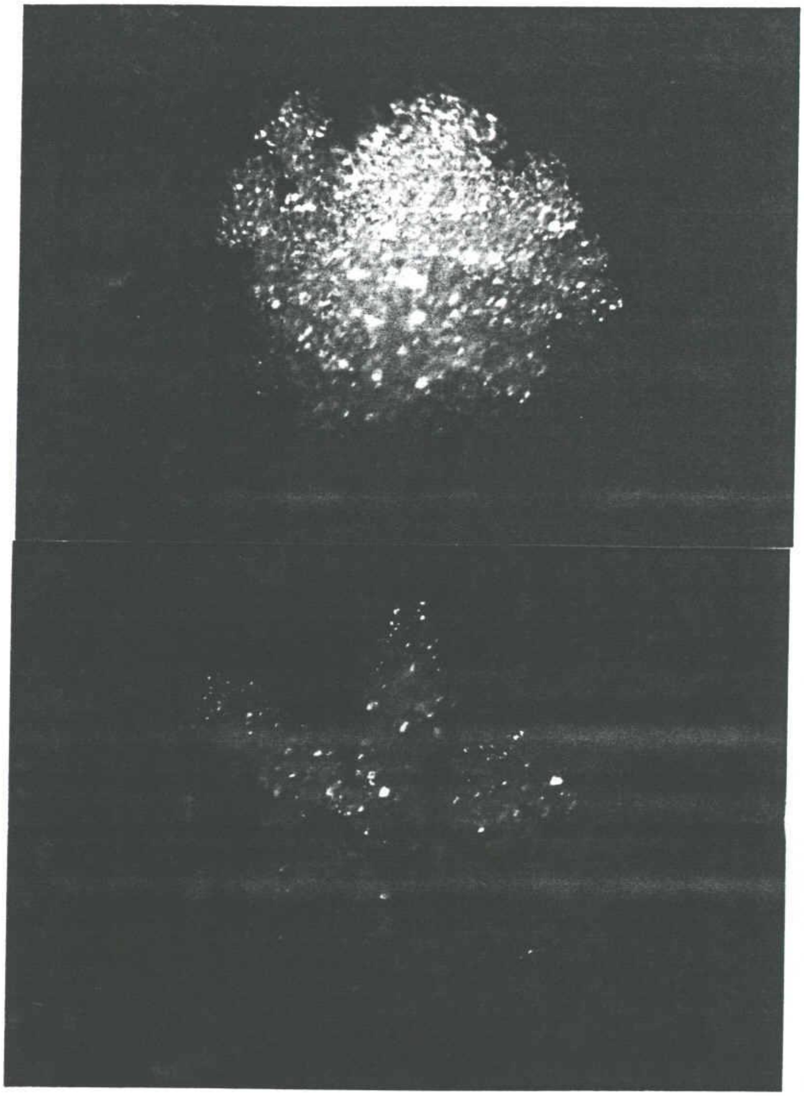
(d)



(e)



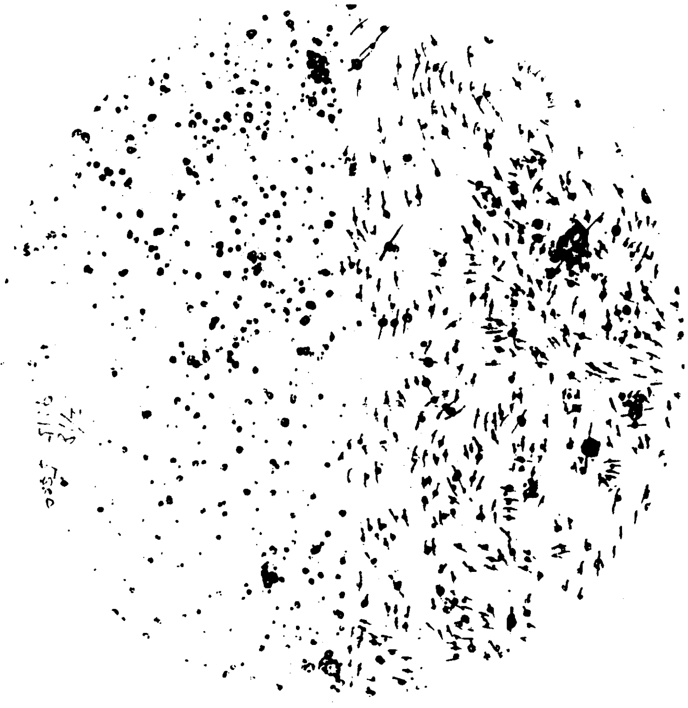
(f)



（g）

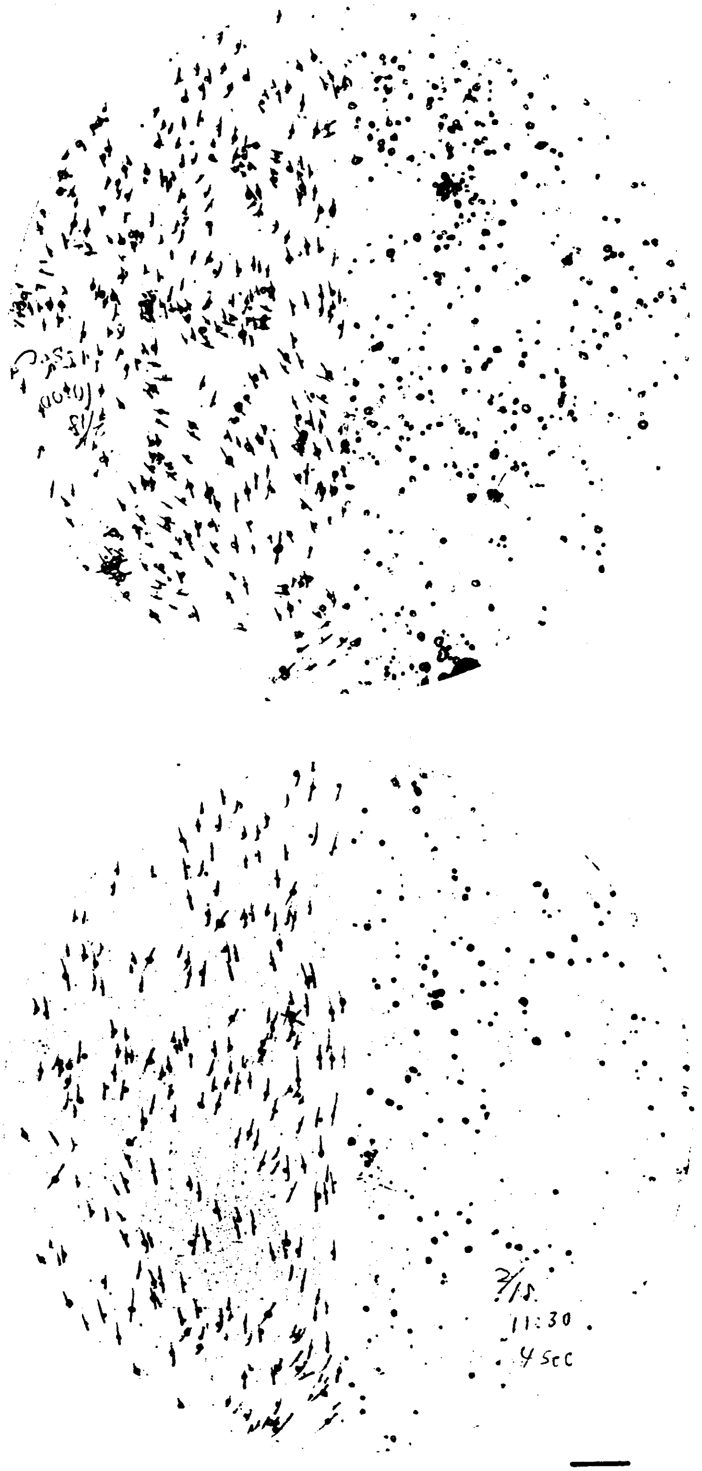
（h）

図１．雪結晶の顕微鏡写真．（a）２月１８日２０時３５分，（b）２月１９日４時３０分，（c）４時１４分，（d）４時２２分，（e）４時３０分，（f）４時４５分，（g）５時５０分頃，（h）５時５０分頃．　スケールは１mm．



(a)

(b)



(c)

(d)

図2．Water Blue　ろ紙上に採集された雪結晶の痕跡の例．（a）2月18日9時15分 露出5秒間，（b）9時30分 露出5秒間，（c）10時00分 露出15秒間，（d）11時30分 露出4秒間．　スケールは1cm．

ろ紙上に採集する際にほとんど分裂しなかったのではないかと推定される。そのため、Water blue ろ紙の痕跡を測定し、表1に示してある雪結晶の落下速度(Kajikawa, 1972)、採集面積と採集時間を考慮することによって雪結晶の空間濃度を導出した。これらの空間濃度はオーストラリアやアメリカなどで観測された氷晶濃度とほぼ等しい値であった。

4．考察

表2は 2月18日から19日にかけて志賀高原近辺上空に存在していた雲の雲頂温度を気象衛星「ひまわり」の赤外画像から求めた値である。図3はこの雲頂温度と Water blue ろ紙から得られた雪結晶の空間濃度との関係を示したものである。この図には、比較のために中国北部と中国南部からの空気塊における氷晶核濃度の温度スペクトル（Isono etal., 1959）も記入してある。この図から、志賀高原で観測された雪結晶の空間濃度は予想される氷晶核濃度よりはるかに高い値であることが分かる。雲内における氷晶の空間濃度は我々が測定した雪結晶の濃度より高かったことが考えられる。それ故、日本海沿岸における降雪雲では氷晶核に基づく氷晶の形成以外の発生機構が起こっているものと推定される。

5．終わりに

我々は当初、降雪雲内における氷晶の空間濃度と雲低下の氷晶核濃度の観測を計画した。しかし、残念ながら測器の都合で計画した観測は実施できなかったが、志賀高原における雪結晶の観測からも冬季日本海沿岸における降雪雲内で氷晶核濃度だけでは説明できない氷晶の発生機構が起こっている可能性が強く示唆された。今後、この示唆に基づき、北西太平洋域層状雲の氷晶化度の実態と氷晶の発生機構をさらに詳しく究明していく計画である。

引用文献

Gagin, A., 1975: The ice phase in winter continental cumulus clouds. J. Atmos. Sci., 32, 1604-1614.

Hobbs, P.V., 1969: Ice multiplication in clouds. J. Atmos. Sci., 26, 315-318.

Isono, K., M. Komabayashi and A. Ono, 1959: The nature and the origin of ice nuclei in the atmosphere. J. Meteor. Soc. Japan, 37, 211-233.

Kajikawa, M., 1972: Measurement of falling velocity of individual snow crystals. J. Meteor. Soc. Japan, 50, 577-583.

Mossop, S.C., A. Ono and K.J. Heffernan, 1967: Sutudies of ice crystals in natural clouds. J. Rech. Atmos., 3, 45-64.

Mossop, S.C., and A. Ono, 1969: Measurements of ice crystal concentration in clouds. J. Atmos., Sci., 26, 130-137.

表2．気象衛星「ひまわり」の赤外画像による

志賀高原近辺上空の雲頂温度

月　日	時刻（日本時）	雲の種類	雲頂温度（℃）
2月18日	9	Ｃｂ	-40
	12	Ｃｕ	-22
	15	雲量50%以下	-10～0
	18	〃	〃
	21	〃	〃
2月19日	0		-20～-10
	3		〃
	6	なし	
	9	北方にＳｃ，Ｃｕ	-10～0
	12	〃	〃
	18	〃	〃
	21	〃	〃

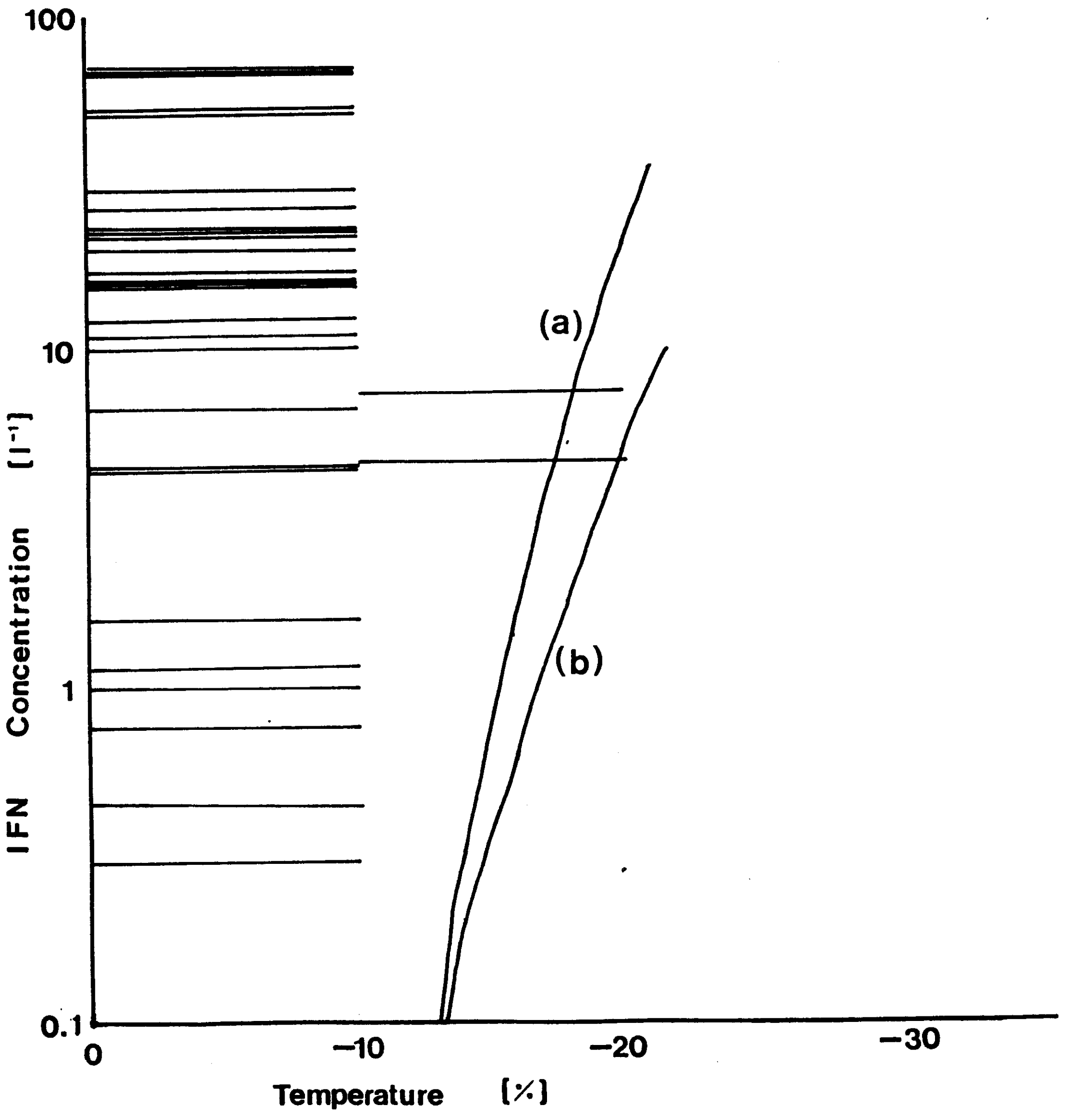


図３．雪結晶の空間濃度（横線で記入）と雲頂濃度との関係．実線（a）と（b）は、各々中国北部と中国南部から来た空気塊中の氷晶核スペクトル（Isono et al., 1959）．