

第6章 降雪雲の航空機観測*

平成4年度には、雪雲の内部構造の時空間的变化を調べるために、米国ワイオミング大学の大気観測用航空機 Super King Air をチャーターし、個々の雪雲の内部構造を直接観測した。6.1 で使用した航空機と搭載測定器の性能について記述し、6.2 では航空機観測から得られた背の低い降雪雲の内部構造の平均像について記述する。

6.1 大気観測用航空機と搭載測定器

6.1.1 大気観測用航空機の飛行性能と航法用機器

使用したワイオミング大学大気科学教室所有のビーチクラフト Super King Air 200T (B200T) は、両翼端のパイロンやノーズ部分のカストプローブ等を取り付けた、大気観測用に改修された機体である。2つのターボプロップエンジンを搭載しており、機内は与圧システムを採用している。最高飛行高度は 10,500 m で、最長飛行時間は約5時間である。

GPS、慣性航法装置 (IRS)、LORAN-C、VOR/DME 等の航法システムを搭載し、リアルタイムで航空機の正確な位置情報の取得をはかるとともに、万一、1つのシステムが故障した場合でも、他のシステムで代用できるよう2重3重の安全対策をとっている。

航空機の高度情報についても、2つの気圧高度計の他に、2つのレーダ高度計を装備している。これらのシステムと、カラー表示機能付きの気象レーダや地形マッピング機能を組み合わせて使用することにより、山地周辺や激しい気象擾乱の近傍においても、高い安全性を確保して航空機観測を実施することが可能である。

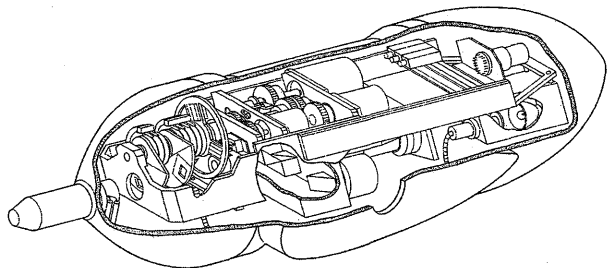
6.1.2 大気計測システム

航空機に搭載した機器による主要な測定項目は以下の通りである。

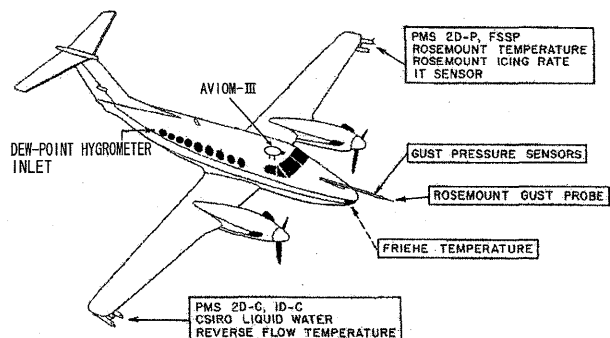
- ① 一般気象要素 (気温・露点温度・静圧・動圧)。
- ② IRS から得られる航空機の位置・姿勢・速度・加速度情報と、ガストプローブから得られる航空機に相対的な気流の速度と方向から求まる風

の3成分。

- ③ 雲粒にレーザー光を照射して、その前方散乱光の強度から個々の雲粒の粒径を求める FSSP と、雲粒子・降水粒子がレーザー光を横切るときに作る影の時間変化から粒子の大きさや形を求める 1D-C、2D-C、2D-P プローブ。これらは総称して PMS プローブと呼ばれる。
- ④ 熱線に付着した雲粒を蒸発させるのに必要な電力から雲水量を求める hot-wire probe と、ピエゾ素子を利用して付着凍結した雲粒の質量による振動数変化から過冷却雲水量を求める icing probe。
- ⑤ ③④で述べた通常 B200T に搭載する雲物理測定装置の他に、気象研究所で開発した雲粒子映像を収録する AVIOM-III (第6.1.1図) をコックピット上方に取り付けた。
- ⑥ 前節で述べた航空機の位置情報・高度情報を取得する装置。
- ⑦ コックピットから前向きに取り付けたビデオカメラからの映像と機内の交信を収録する VTR。



第6.1.1図 AVIOM III の外観。



第6.1.2図 AVIOM III の取り付け位置。

* 村上正隆：物理気象研究部

第6.1.1表 測定機器の詳細.

VARIABLE	INSTRUMENT	RANGE ⁽¹⁾	ACCURACY ⁽²⁾	RESOLUTION ⁽¹⁾
Air temperature	Reverse flow (Minco element)	-50 to +50°C	0.5°C	0.006°C
Dewpoint temperature	Cambridge Model 137C3	-50 to +50°C	1.0°C if >0°C 2.0°C if <0°C	0.006°C
Magnetic heading	King KPI 553/Sperry C14-43	0-360°	1°	0.02°
Static pressure	Rosemount 1501	0-1080 hPa	0.5 hPa	0.003 hPa
Geometric alt.	Stewart Warner APN159 radar altimeter	18288 m	1%	0.073 m
Total pressure	Rosemount 831CPX	0-85 hPa	0.2 hPa	0.005 hPa
Latitude/Longitude	Tremble 2000 GPS	+/-90° lat. +/-180° long.	100 m ⁽³⁾	0.000172°
Latitude/Longitude	Honeywell Laseref SM Inertial Reference System (IRS)	+/-90° lat. +/-180° long.	0.8 nm/h (50% CEP) 1.66 nm/h (95% CEP)	0.000172°
Ground velocity	Honeywell Laseref SM	0-2211 km/hr	4.1 m/s ⁽⁴⁾	0.002 m/s
Vertical velocity	Honeywell Laseref SM	+/-9988 m/min	0.15 m/s ⁽⁴⁾	0.0095 m/s
Pitch/roll angle	Honeywell Laseref SM	+/-90° pitch +/-180° roll	0.05° ⁽⁴⁾	0.000172°
True heading	Honeywell Laseref SM	+/-180°	0.2° ⁽⁴⁾	0.000172°
Flow angle	Rosemount 858AJ/831CPX	+/-15°	0.2°	0.00375°
Liquid water content	In-house CSIRO hot wire	3 g/m ³	0.2 g/m ³	0.0003 g/m ³
Icing rate	Rosemount 871FA	0.5 cm/trip	—	0.0004 cm
Cloud droplet spectra	Particle Measuring Systems, Forward Scattering Spectrometer Probe (FSSP)	0.5-45 µm ⁽⁵⁾	—	0.5-3 µm ⁽⁵⁾
Cloud particle spectra	Particle Measuring Systems 1-Dimensional Cloud Particle Optical Array Probe (1D-C)	12.5-185.5 µm	—	12.5 µm
Cloud particle spectra	Particle Measuring Systems, 2-Dimensional Cloud Particle Optical Array Probe (2D-C)	—	—	25 µm
Precipitation particle spectra	Particle Measuring System, 2-Dimensional Precipitation Particle Optical Array Probe (2D-P)	—	—	200 µm

Notes: ⁽¹⁾ In units native to the instrument.

⁽²⁾ In units of customary usage.

⁽³⁾ Limited by reception.

⁽⁴⁾ 6-hour accuracy.

⁽⁵⁾ Selectable.

これらの測定機器の詳細は第6.1.1表に、その取り付け位置は第6.1.2図に示す。

6.1.3 データ収録及び表示装置

6.1.2 で述べた、AVIOM-IIIと前方ビデオカメラの映像データを除く全ての測定装置で取得されたアナログ・デジタル・イメージデータは、Airborne Data Acquisition and Control System (ADACS) と PMS Image Probe Interface を通して 8 mm データテープ上に収録される。同時に、リアルタイムで物理量に変換・演算さ

れて気象要素・雲物理要素・位置情報として液晶モニター上に表示される。この情報に基づいて、搭乗している研究者は観測モードを決定することができる。

ADACS には、測定した風の水平成分を用いて、一般風で流される空気塊と航空機の相対的な位置関係をリアルタイムで演算表示するシステム (ポインターシステム) が組み込まれており、雲内の同一部分や対流セルの同一鉛直断面の追跡観測を実施することが可能である。

6.2 背の低い降雪雲のアンサンブル平均*

6.2.1 はじめに

冬季日本海上に発生する雪雲は、冬季モンスーンのもとに東アジア地域に出現する代表的な雲である。これらの雪雲は、日本海全体、東シナ海、時には太平洋上にまで広がり、 10^6 km^2 のオーダの広大な領域をカバーし、気候変動の観点から雲の放射効果を調べる上でも大変重要である。また、日本海から補給される熱と水蒸気によって形成される雪雲は、日本海沿岸地域に、冬期間だけでも数百ミリの降水をもたらし、広域の水循環（水収支）を研究する上でも重要な雲システムである。

それにも拘らず、雲物理学的、力学的立場からの雪雲の研究は少なく、十分に理解されるまでにはいたっていない。観測では、古くは Isono *et al.* (1966) や Magono and Lee (1973) による氷晶核や降雪粒子の分布に関する断片的な測定結果がある。Sakakibara (1988) は一台のドップラーレーダを用いて T モードの SNOW BAND の気流系に関して事例解析を行った。最近、Murakami *et al.* (1994a), Yamada *et al.* (1994), Matsuo *et al.* (1994) らが、雲粒子ゾンデ (Murakami and Matsuo 1990)・雲粒子ドロップゾンデ・複数のドップラーレーダを用いて、かなりの数の雪雲について雲の微物理構造・気流構造について調べた。

しかし、雪雲は種々の気象条件のもとに形成され、その形態も多様である。更に雪雲内部の微物理構造・気流構造は、雪雲のライフステージに強く依存するので、雪雲の一般的特徴を論ずるには、さらに多くの観測データが必要である。

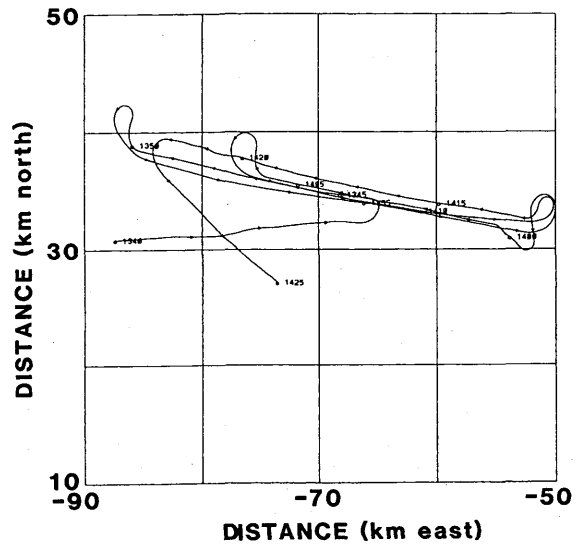
航空機観測は、ゾンデ観測等と較べると、機動力があり、短時間に多数の雪雲の内部構造を調べるのに適している（鉛直方向の空間的観測密度は多少粗くなるが）。日本海降雪雲については、Isono *et al.* (1966) による氷晶核測定はあったが、種々の観測機器を搭載した航空機による本格的な観測はなされていない。

本節では、1993年1月29日、寒気吹き出しが弱まりつつある条件下で出現した、比較的背の低い雪雲について、航空機観測によって示された雪雲の平均的な内部構造とその形成機構について記述する。

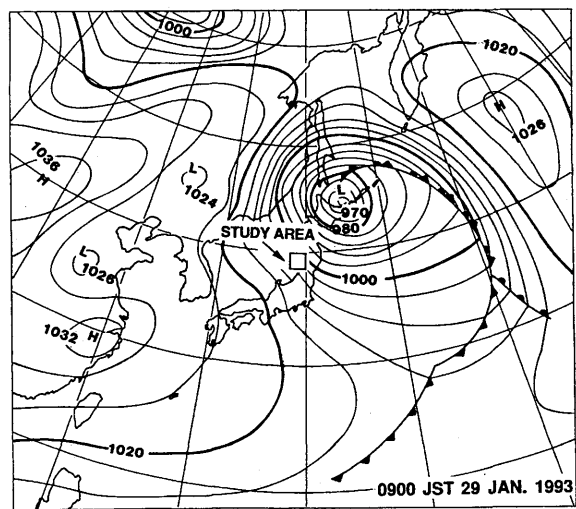
6.2.2 観測手法

種々の測定装置を搭載した研究用航空機（ワイオミング大学、King Air 機）を用いて雲の微物理及び気流構造を測定した。ワイオミング大学 King Air 機の搭載している測器の詳細は 6.1 を参照のこと。

観測飛行は、1) 雪雲を形成しているメソスケールの場の変化が無視できる程度に短い時間内に、2) 平均値を議論するのに十分なサンプル数を得ることを考慮して行った。第 6.2.1 図に示すように、気象研究所のレーダサイト（象潟）の西北西約 80 km の領域において、5 高度で一辺が約 30 km の水平飛行を行った。

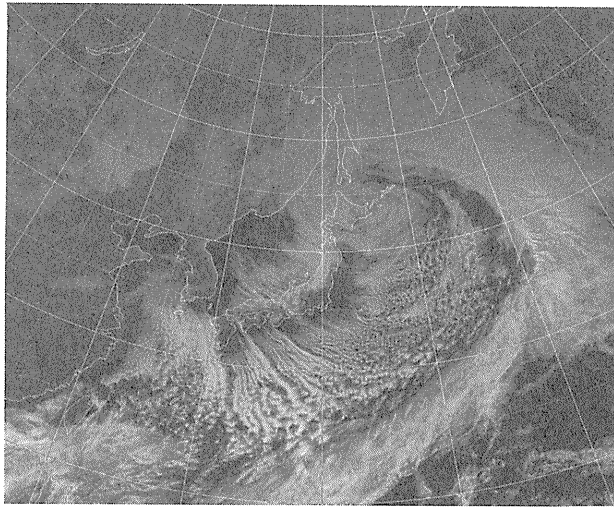


第 6.2.1 図 観測用航空機の航跡図。縦軸、横軸は気象研究所レーダサイト（象潟）からの距離。



第 6.2.2 図 1993年1月29日09時の地上天気図。四角は観測領域。

* 村上正隆：物理気象研究部



第 6.2.3 図 1993 年 1 月 29 日 12 時の静止気象衛星の可視画像.

更に雲頂付近の微細構造を調べるため、上下方向にジグザグ飛行を行った。飛行経路は、ほぼ混合層内の平均風向に沿っている。

6.2.3 観測結果

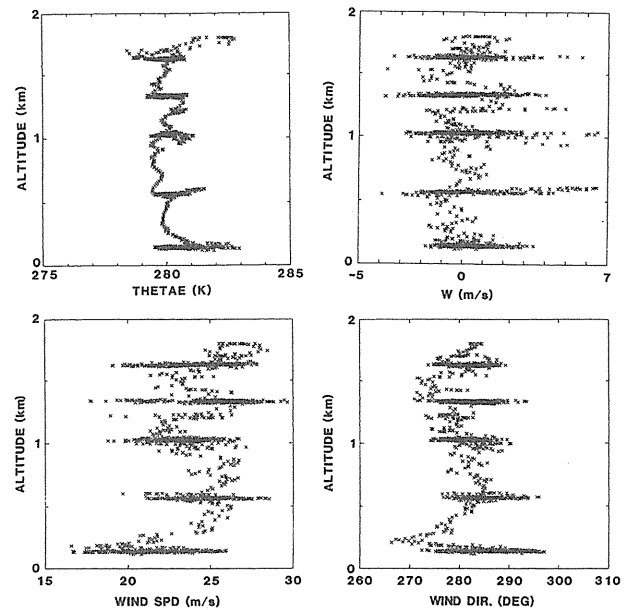
6.2.3.1 総観場

背の低い雪雲（筋雲）の観測は 1993 年 1 月 29 日 13 時 40 分～14 時 25 分（以後、時刻は全て日本標準時）に行った。この日の朝 9 時の天気図を第 6.2.2 図に示す。970 hPa と台風並に発達した低気圧が北海道東岸に位置しており、観測領域は北西～南東方向に混んだ等圧線におおわれている。この低気圧は 27 日夜半過ぎから北日本を発達しながらゆっくりと東北東進した。

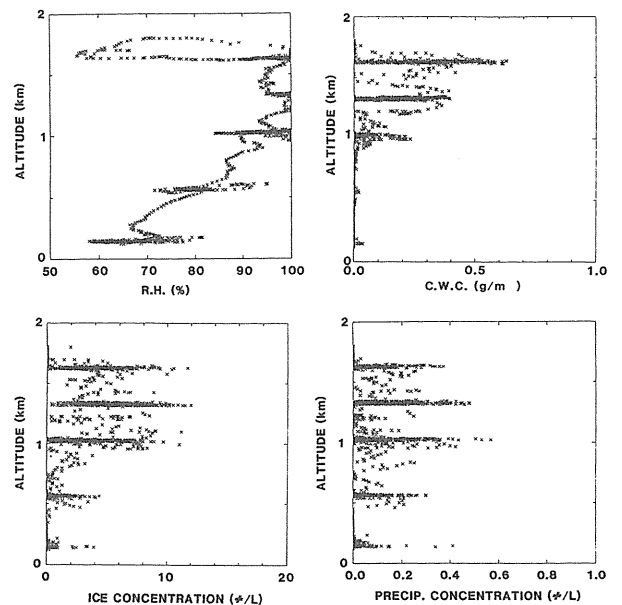
観測領域は、28 日午後には低気圧後面に位置し、東西方向に伸びるバンド状の雪雲でおおわれていた。28 日夜には典型的な T モードの雪雲（筋雲）に変化し、29 日早朝には、活発な L モードの雪雲（筋雲）へと変化した。この寒気吹き出しに伴う雪雲も、観測時間までには、その勢力もしだいに衰え、第 6.2.3 図に示す衛星写真可視画像からも分かるように、筋雲の西端は大陸からかなり離れている。

6.2.3.2 雪雲の内部構造

観測した雪雲は、観測領域（沖合～80 km）では雲頂高度 1.7～1.8 km、雲頂温度は-12～-14℃であった。雲頂高度は海岸に近づくにつれて増加し、海岸付近で



第 6.2.4 図 相当温位（左上）、鉛直速度（右上）、風速（左下）および風向（右下）の鉛直分布。



第 6.2.5 図 相対湿度（左上）、雲水量（右上）、氷晶数濃度（左下）および雪粒子数濃度（右下）の鉛直分布。

は 2.2 km 程度になっていた。

13 時 40 分～14 時 25 分に、5 高度の水平飛行から得られた雲の力学・熱力学・微物理学量の鉛直分布を第 6.2.4 図、第 6.2.5 図に示す。温位の分布から分かるように、大気の成層は下層 500 m で若干超断熱減率を示し不安定になっている。相当温位は下層で 1～2℃高くなっており、対流不安定となっている。水平風に関しては、摩擦の影響で風速が小さい海面付近を除

くと、風向・風速ともよく混合され、ほぼ一様である。鉛直流（1秒平均値）は、 7ms^{-1} から -4ms^{-1} の間に分布しており、上昇流は雲底付近で最大値に達して、それより上では顕著な増加傾向は見られない。

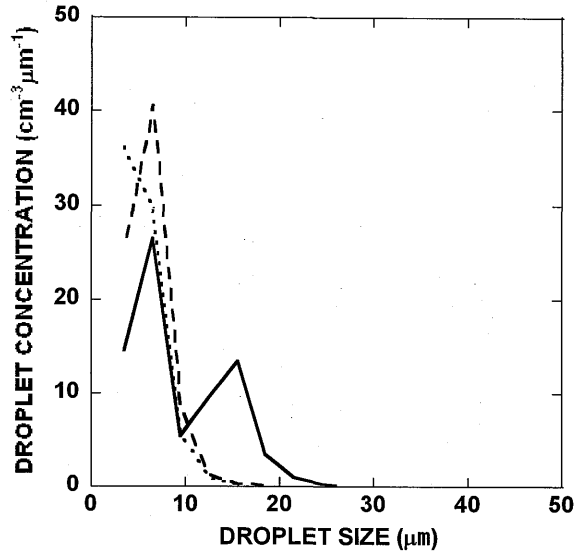
最大雲水量は雲の上部に見られ、 $0.6\sim 0.7\text{g m}^{-3}$ である。この値は断熱凝結量（持ち上げ凝結高度 $800\sim 1000\text{m}$ と仮定したとき）とほぼ一致する。雲粒の数濃度は、周囲の乾燥空気との混合（エントレインメント）や雪粒子の昇華凝結成長や雲粒補足成長に費やされることにより、場所により $20\sim 30$ 個 cm^{-3} から 400 個 cm^{-3} と大きく変動している。雲の上部では、粒径分布は第 6.2.6 図に示すように $10\sim 15\mu\text{m}$ のところにピークがあり、 $20\mu\text{m}$ 以上の雲粒も多数見られた。

2D-C で測定した雪結晶（ $25\mu\text{m}$ 以上の粒子）数濃度は最大で 10 個 L^{-1} で、2D-P で測定した雪結晶（ 0.2mm 以上の粒子）数濃度は最大で 0.6 個 L^{-1} であった。小さな雪粒子は雲底下の比較的乾燥した（相対湿度 $60\sim 70\%$ ）空气中で急速に昇華蒸発するため、高度の減少とともに、濃度も減少している。雪粒子の結晶形は第 6.2.7 図に示すように、雲頂付近では樹枝状或いは星状結晶で、高度の減少とともに雲粒付の度合いが増加し、雲底付近或いはそれより下方では濃密雲粒付結晶が卓越していた。また、雲頂付近では $100\sim 200\mu\text{m}$ の過冷却水滴（drizzle）も見出された。

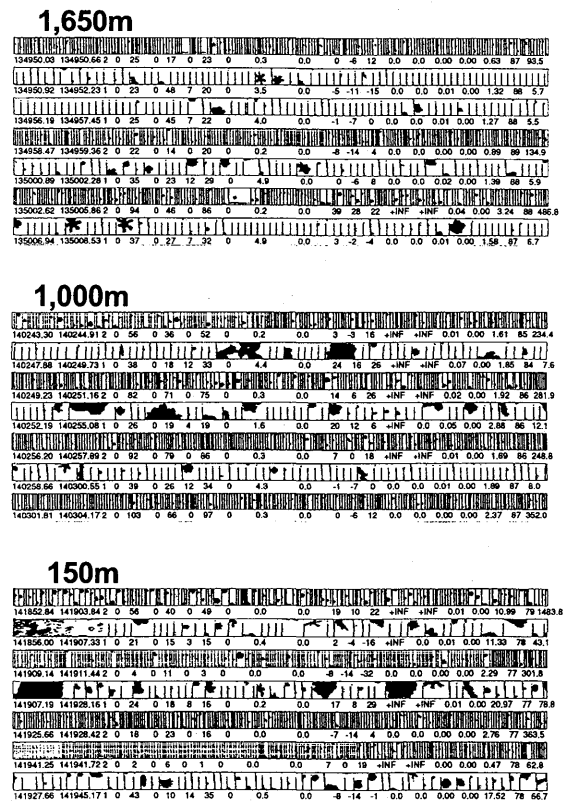
次に航空機の航路に沿った水平分布を見てみる。雲の上部、高度 1650m における、水平飛行時の雲の物理量の時間変化（水平分布）を第 6.2.8 図に示す。図中で、1分間は水平距離約 5km に相当する。図に示されているように、雲水はほぼ連続的に分布しており、これからも観測した雲の外見は層積雲型であったことが分かる。雲内の同一高度における気温の変動は $\pm 1^\circ\text{C}$ 以下と小さく、一様な分布を示した。また、上昇流の強さと雲水量或いは雲粒数濃度の間の明瞭な関係は認められなかった。

一方、雲底直上（高度 1000m ）では、雲水は不連続に分布し（第 6.2.9 図）、その水平スケールは $2\sim 3\text{km}$ で波長は約 5km のオーダであった。雲頂高度を 1.8km とすると、対流の軸比は $1:2\sim 1:3$ 程度となる。このレベルでも気温の変動は $\pm 1^\circ\text{C}$ 程度と小さかった。

雲頂を横切るジグザグ飛行経路に沿った雲の物理量を第 6.2.10 図に示す。ジグザグ飛行は高低差 300m

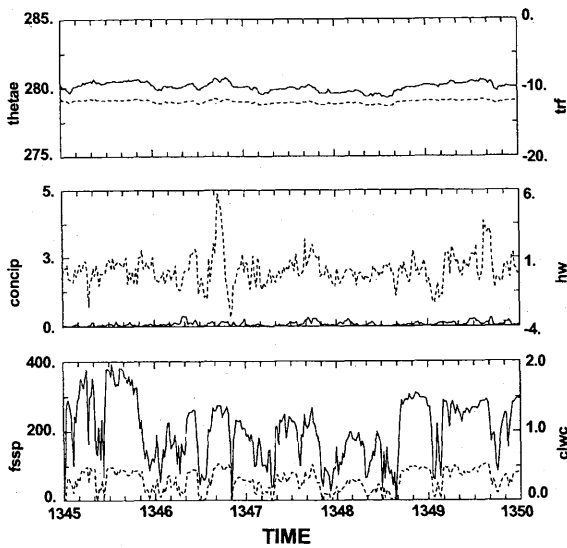


第 6.2.6 図 高度 $1,650\text{m}$ （実線）、 $1,300\text{m}$ （破線）、 $1,000\text{m}$ （点線）における雲粒の平均粒径分布。

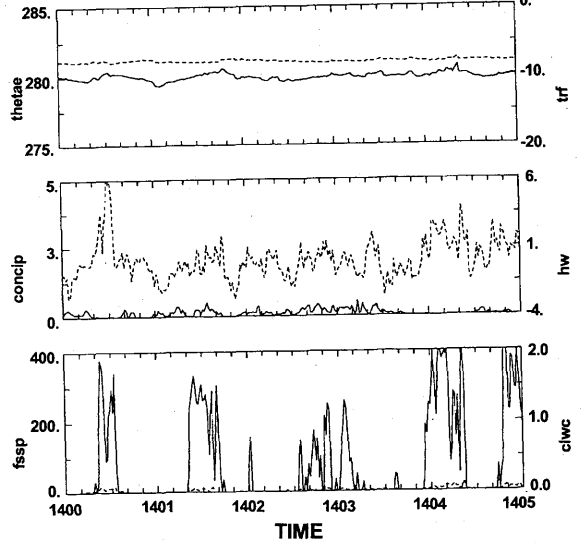


第 6.2.7 図 高度 $1,650$ 、 $1,000$ 、 150m で得られた 2D-C、2D-P イメージ。

で実施した（第 6.2.10 図下段）。雲水量と気温或いは相当温位の対応を見ると、雲頂部の雲内気温は周囲よりも $\sim 2^\circ\text{C}$ 低く負の浮力を持っており、対流が混合層上部の逆転層内にオーバーシュートしていることが分かる。下層の運動量を輸送してきた対流セルの中心



第 6.2.8 図 高度 1,650 m を水平飛行中の相当温位・気温 (上段), 降雪粒子・鉛直流 (中段), 雲粒数濃度・雲水量 (下段) の時間変化。



第 6.2.9 図 第 6.2.8 図と同様。ただし, 高度 1,000 m を水平飛行中。

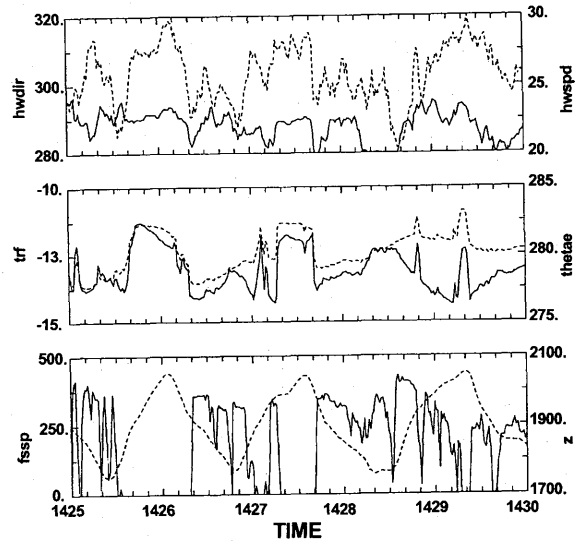
部と周囲の雲のない部分との間には, 気温 (或いは相当温位) の他にも, 風向・風速の急速な変化が見られ, 乱流指数も大きく, この層で熱・運動量の乱流混合が活発に起こっていることが示唆される。

6.2.4 上昇流と下降流

この観測飛行は一辺が ~ 30 kmと長く, 5 高度の測定に 45 分も要しており, また, 平均流で移動する空気塊を追跡するような観測飛行を行わなかったため, 5 高度での水平飛行の測定結果を合成して, 個々の対流セルの時空間的分布を議論するのは困難である。その代わりに, 以下に, 風の 3 成分の値と, 気象要素, 雲物理要素との相関を調べることで, 気流系の時空間分布とその成因を推定する。

6.2.4.1 上昇流の分布

高度 500 m の水平飛行時に得られた上昇流と相当温位の関係を第 6.2.11 図に示す。図から相当温位の大きな空気塊が上昇流を形成していることが分かる。一方, 同高度における上昇流と雪粒子の数濃度は負の相関を示した (第 6.2.12 図)。つまり, 上昇流域のほとんどで雪粒子が存在しない。雲底下で観測された雪粒子が主に濃密雲粒付雪結晶, 或いは小粒のあられであったので, これらの粒子が 2 m s^{-1} 以上の比較的強い上昇流域を落下してくることはない。しかし, 雪雲の



第 6.2.10 図 第 6.2.8 図と同様。ただし, 雲頂付近を上下方向にジグザグ飛行中。

雲頂高度が 2 km 未満と浅いことと, 混合層内でのシアが弱いことを考慮すると, 上昇流が持続する場合には, 上昇流コアの近傍 (上昇流の弱いところ) には高濃度の雪粒子が落下しており, それら粒子が再び上昇流コアに入ることにより, 上昇流域でも比較的高濃度の雪粒子が観測されるはずである (実際に, 長続きするバンド状降雪雲では上昇流域に高濃度の雪雲が見出されることが多い)。上昇流域のほとんどで雪粒子が存在しないという観測事実は, 上昇流は一過性のもので, 降雪粒子が雲底からでてくる頃

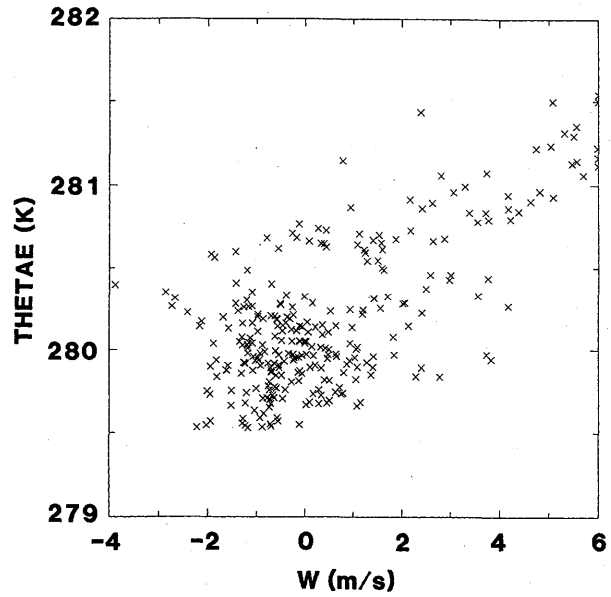
には雲底下の上昇流は衰退していることを示唆している。上昇流の鉛直分布は、海面から雲底まで上昇流が増加し、雲内ではほぼ一定の値を示している。このような分布を形成する理想的な大気成層を第 6.2.15 図に模式的に示す。雲底下で超断熱減率であり、空気塊はここで加速する。雲内は湿潤断熱減率で、この中を上昇する飽和空気塊は等速運動をする。混合層上部の逆転層内で減速する。しかし、実際の気温分布は第 6.2.15 図の模式図に類似しているが、雲内では湿潤断熱減率より若干大きく、上昇流は加速するセンスにある。雲水等の負荷やエントレインメントがこの浮力を打ち消してバランスしているものと考えられる。

6.2.4.2 下降流の分布

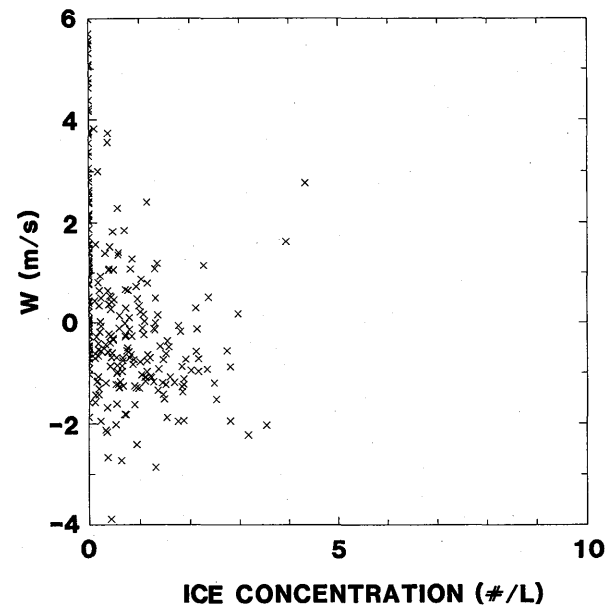
雲底下、特に海面近く（高度 150 m）では空気が乾燥しており、雪粒子の蒸発が激しいため、2D-C や 2D-P プローブで測定される雪粒子と水平風速の間、或いは、雪粒子と気温・相当温位の間、明瞭な関係は見られない。しかし、雪粒子の蒸発によって形成される冷気と水平風速の間には良い相関が見られる（第 6.2.13 図）。冷たい（低温位）空気塊は大きな水平風速を有している。水平風速の鉛直分布（第 6.2.4 図）を考慮すると、これらの大きな水平風速は上空から下向きの運動量輸送、つまり下降流によってもたらされたものと分かる。一方、第 6.2.14 図に示すように温位分布は上空ほど高くなっており（海面付近の超断熱減率を除くと）、単に上空の空気が雪粒子のローディングで引き下ろされただけでは、冷気を形成しないことも明らかである。従って、雪粒子の蒸発が冷たい下降流形成には重要であると結論される。このように形成された、大きな水平風速をもつ空気塊が、その前方に収束域を作り、次の対流のトリガーになっていると考えられる。

6.2.5 雲の氷化過程

約 45 分間の水平飛行或いはジグザグ飛行の間に観測した雪雲は、雲頂温度が $-12\sim-14\text{ }^{\circ}\text{C}$ と比較的暖かいにもかかわらず、全て氷晶を含んでいた。一般に、雲頂温度が $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ より暖かい雲の氷化能力は低いことが知られており、発達初期には ice-free の雲が存在する可能性が高い。にもかかわらず、ice-free の雲が観測されなかった理由として、natural-seeding が考えら



第 6.2.11 図 高度 500 m における鉛直流と相当温位の関係。



第 6.2.12 図 第 6.2.11 図と同様。ただし、鉛直流と降雪粒子数濃度の関係。

れる。第 6.2.12 図に示すように、雲底下では強い上昇流域には雪粒子が存在しないことから、雪粒子の雲底からの再侵入 (recirculation) は起きていない。隣接する雲や、すでにその場所に存在している雲の中で生成された雪粒子が、雲頂或いは側面から取り込まれることにより、発達初期でもすでに有意な濃度の雪粒子を含んでいるものと考えられる。日本海上の降雪雲において、このような natural-seeding が働いていることは 9.1 の 2 次元数値実験においても確認されている

第 6.2.1 表 日本海および五大湖（ミシガン湖）上で観測された雪雲の比較.

	JAPAN SEA	LAKE MICHIGAN
Cloud Top Height	1.8 km	1.5 km
Cloud Top Temperature	-12 °C	-28 °C
Cloud Base Height	1.0 km	0.7 km
Cloud Base Temperature	-8 °C	-22 °C
$\Delta\Theta_e$	1~2K	2~3K
Wmax	7ms ⁻¹	7ms ⁻¹
Max. Nc	400cm ⁻³	1400cm ⁻³
Max. CWC	0.7gm ⁻³	0.24gm ⁻³
Max. 2D-C Conc.	~10L ⁻¹	~10L ⁻¹
Max. 2D-P Conc.	~0.5L ⁻¹	~3L ⁻¹

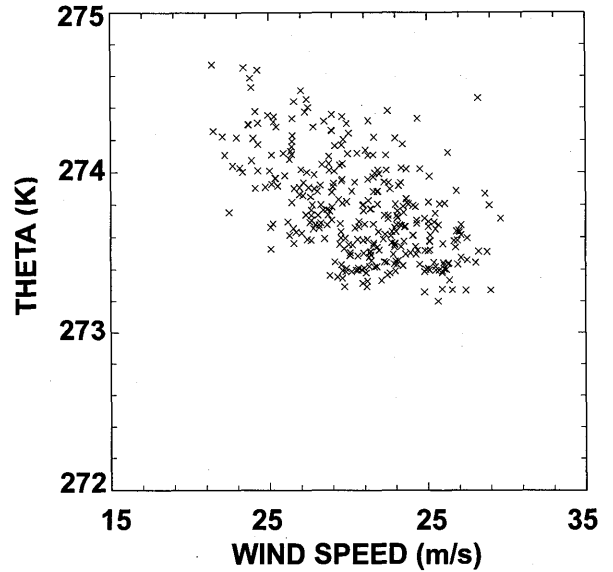
(雲頂温度は-20 °C と今回の例よりやや低いが) .

6.2.6 五大湖の雪雲との比較

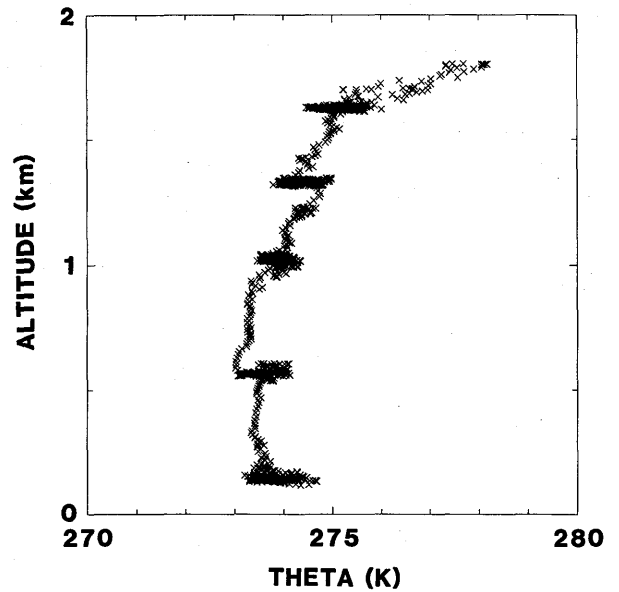
日本海上の降雪雲は、その成因が類似していることから、北米大陸五大湖の雪雲と良く比較される。両者の間の大きな違いは、日本海の海面水温が+10 °C（日本付近）程度であるのに対して、五大湖の場合+1~2 °C（ミシガン湖）と冷たいことと、寒気が水面上を吹走する距離が日本海の場合~600 km に比べて五大湖の場合~100 km と短いことであろう。このような違いが、対流混合層の発達や、その中に形成される雪雲の気流構造、微物理構造にどのような影響を与えるかは興味深い問題である。

本節で取り扱った背の低い雪雲を、Braham (1990), Chang and Braham (1991) によって記述されているミシガン湖の雪雲と比較する。ここで注意したいのは、本節で取り扱った雪雲は寒気吹き出しの末期に出現した雲で、この地方の基準からすると弱い寒気吹き出しに伴う雪雲であるのに対して、Braham (1990) や Chang and Braham (1991) で取り扱われているのは、ミシガン湖の基準では強い寒気吹き出しに伴う雪雲である。

対流混合層は、吹走距離を反映して、日本海の方が厚くなっている。並或いは強い寒気吹き出しの場合、この値は、約 3 km となる。雲内の鉛直流の強さは、ほぼ同程度で、上昇流が雲底付近で最大となり、それより上ではほぼ同じ値になっているという鉛直分布も類似している。雲の微物理構造については、海面

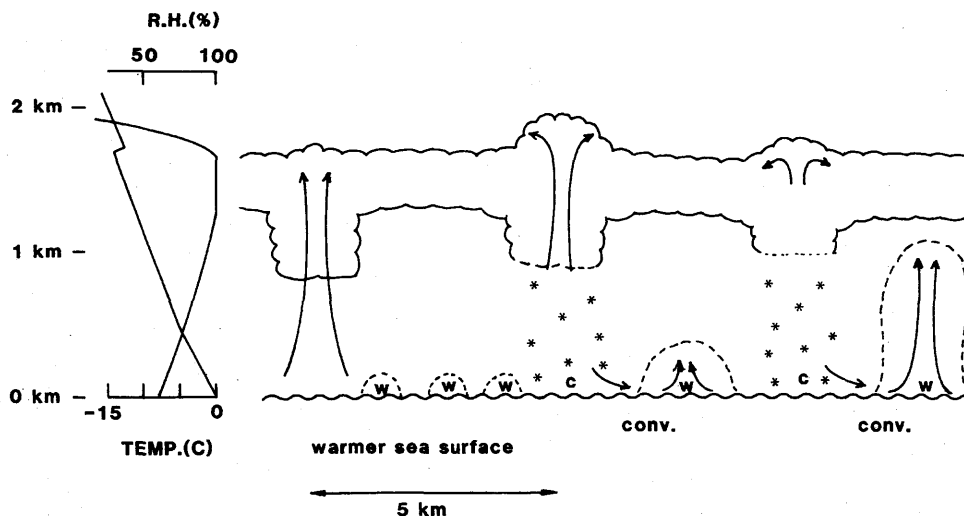


第 6.2.13 図 高度 150 m における風速と温位の関係.



第 6.2.14 図 温位の鉛直分布.

温度或いはそれが反映した雲底温度の違いから雲水量は日本海降雪雲の方が大きな値を示している。雲の微物理構造における両者の違いを特徴付けるのは、雲粒の数濃度と大きさである。五大湖の雪雲内の雲粒は、小粒で高濃度になっている。第 6.2.1 表の比較では、氷晶 (2D-C) ・雪粒子 (2D-P) は大差はないが、並或いは強い寒気吹き出しに伴う日本海降雪雲では、100 個 L⁻¹ を超える氷晶濃度が観測されることも珍しくない (Murakami *et al.*, 1994a). 両ケースとも、主な氷晶発生機構は雲粒凍結と考えられており (Murakami *et al.*, 1994 a, 1994 b, Braham 1990), 雲粒の大きさが氷晶



第6.2.15図 対流混合層の鉛直構造と背の低い雪雲の形成過程の概念図。

数濃度に関係している可能性が高い。

一言で日本海と五大湖上に出現する寒気吹き出しに伴う雪雲の相違を述べると、日本海降雪雲の方が背が高く、より湿潤な雲といえよう。

6.2.7 結論

1993年1月29日、寒気吹き出し末期に日本海上に出現した背の低い対流性降雪雲の平均的特徴をワイオミング大学の King Air 機で観測した。観測した雪雲の雲頂高度は ~ 1.8 kmで温度は -13°C であった。

対流混合層は、最下層の若干の超断熱減率と下層500 mでの $\sim 2^\circ\text{C}$ の対流不安定、混合層トップの強い気温逆転($\sim 2^\circ\text{C}$)、雲底下の乾燥空気(60~70%)で特徴付けられていた。

1秒平均の鉛直流は、 $7\sim 4\text{ m s}^{-1}$ の間に分布しており、上昇流は海面から雲底付近まで増加し、それより上方ではほぼ一定であった。雲頂付近では、周囲より $\sim 2^\circ\text{C}$ 低い部分が時々見られ、逆転層内に対流セルがオーバーシュートしていることを示した。そこでは、風向・風速の急変も見られ、乱流指数も大きく、熱と運動量の混合が活発に起こっていることが示唆された。

雲の微物理構造に関しては、雲水量の最大値は雲の上部に存在し、観測された 0.7 gm^{-3} という値は断熱凝結量とほぼ一致した。雲粒数濃度は大部分が 300 cm^{-3} 以下で $15\text{ }\mu\text{m}$ 付近にピークを持つ幅広い分布を示した。雲頂付近では drizzle も観測された。 $25\text{ }\mu\text{m}$ 以上の雪粒子と $200\text{ }\mu\text{m}$ 以上の雪粒子濃度の最大値はそれぞれ、 10 個 L^{-1} 、 1 個 L^{-1} であった。海面付近は相対湿

度60~70%と乾燥していたため、小さな雪粒子は雲底下で急速に昇華蒸発していった。

測定された各種パラメータの相関解析から、第6.2.15図に示すような背の低い雪雲の形成過程の概念図が提案された。海面付近の温位の高い気塊が上昇して、雪雲を形成する。雲頂の上昇は強い逆転層で抑えられ、降雪粒子が雲底下に現れる頃には下層の上昇流は衰弱している(持続性の上昇流ではない)。降雪粒子の昇華蒸発によって形成された冷たい下降流が上空の大きな水平運動量を輸送し、海面付近の下降流の前方に収束域を形成し、次の対流のトリガーとなっている。

参考文献

- Braham, R.R., Jr. 1990: Snow particle size spectra in lake effect snows. *J. Appl. Meteor.*, **29**, 200-207.
- Chang, S.S. and R. R. Braham, Jr. 1991: Observational study of a convective internal boundary layer over Lake Michigan. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2265-2279.
- Isono, K., M. Komabayashi, T. Takahashi and T. Tanaka, 1966: A physical study of solid precipitation from convective clouds over the sea. Part II. - Relation between ice nucleus concentration and precipitation -. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 218-226.
- Magono, C. and C.W. Lee, 1973: The vertical structure of snow clouds, as revealed by "snow crystal sondes", Part II. *J. Meteor. Soc. Japan*, **51**, 176-190.
- Matsuo, T., H. Mizuno, M. Murakami and Y. Yamada,

- 1994; Requisites for graupel formation in snow clouds over the Sea of Japan. *Atmos. Res.*, **32**, 55-74.
- Murakami, M. and T. Matsuo, 1990: Development of hydrometeor videosonde. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **7**, 613-620.
- , T. Matsuo, H. Mizuno and Y. Yamada, 1994a: Mesoscale and microscale structures of snow clouds over the Sea of Japan. Part I: Evolution of microphysical structures in short-lived convective snow clouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 671-694.
- , T. L. Clark and W. D. Hall, 1994b: Numerical simulations of convective snow clouds over the Sea of Japan; Two-dimensional simulations of mixed layer development and convective snow cloud formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 43-62.
- Sakakibara, H., M. Ishihara, and Z. Yanagisawa, 1988: Squall line like convective snowbands over the Sea of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 937-953.
- 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.
- Yamada, Y., T. Matsuo, M. Murakami and H. Mizuno, 1994: Mesoscale and microscale structure of snow clouds over the Sea of Japan. Part II: Time change in air flow structures in isolated snow clouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 695-708.