



天 気

1985年2月
Vol. 32, No. 2

1094 (海霧の観測)

釧路地方における海霧の観測*

海霧研究グループ**

1. はじめに

北海道の東部太平洋岸とその沿岸海域では年間の霧日数が100日を越える所が多く、特に6月から8月にかけては一日中霧におおわれる場合もある。これまで、この霧は典型的な移流霧（暖かく湿った空気が、冷たい海面上に移動して下から冷やされて発生する）であり、そのスケールは瀬戸内海などに発生する海霧より大きく、霧水量も多いと考えられていた。戦争中から昭和30年代にかけての3回にわたる大規模な特別観測（沢井、1982の本文最後参照）も、こうした考え方に立って実施されたと言ってよい。しかし最近、特定地域の霧に対するローカルな対策や予測のためには、こうしたスケールの大きな捉え方だけでは充分ではないことが指摘されてきている（霧対策連絡協議会、1975～1981）。

ところで、海霧に限らず霧に関するルーチン観測は気象官署での目視による観測が大部分で、海岸ではこれに視程計や灯台での観測が加わるが、いずれにしても1地点でどの位の濃さの霧が出ているかが分かるだけである。2地点で同時に霧が観測されたとしても、その間で霧が連続しているという保証は全くない。霧は高さの違いを含めて3次元的な広がりを持つ現象である。従って、霧の実況把握では高さの変化と共に、水平方向の広がり境界がどこに位置していてどれ位の速度で移動しているか、また内部では霧の濃さの分布がどうなっているか、その変化傾向はどうか、などを知る必要がある。こ

う考えると、霧に関するルーチン観測の現状は全く不十分である。

霧の予測が難しいのは、本来、上記のような実況把握をもとにして得られるはずの霧の統計的な特徴がほとんど分かっていないことに起因している。雨の場合を考えると、気象レーダーは別にしても、アメダスのデータから降水量の分布とその時間変化をほぼリアルタイムで把握できる。これに対して霧の場合は、気象台か測候所のデータしかないので事実上1点観測ということも多く、その上夜間観測をしない地点では霧が夜に発現しても何の記録も残らない。

それでは大規模な特別観測を実施すれば上に述べた霧の実況把握が簡単にできるかという点、これまでは必ずしもそうではなかった。その訳は、降水現象に対する気象レーダーのように空間的および時間的に連続した分布を知る手段が霧に対しては無かったからである。霧が地面付近に限られた現象であることを利用して、山頂から目視で霧前線の移動をスケッチする方法が採られたことがあるが容易ではなく、ルーチン観測はもちろん特別観測でもあまり一般的とは言えない。一方、北海道での一番最近の特別観測である昭和30年代の勇払原野における観測から20年余り経った現在から見ると、その後のリモートセンシングによる観測技術の発達は目覚ましく、同じレーダーでも波長の違うミリ波レーダーやライダーが開発され、上空からは航空機による観測も比較的容易にできるようになっている。さらに、もっと高い所からは気象衛星からの画像も手に入る。これらの新しい観測手段が霧を対象とした時、どれだけ有効性を発揮するかは

* Observations of sea fog in Kushiro district.

** 気象研究所（文責；沢井哲哉）。

第1表 観測点と観測項目

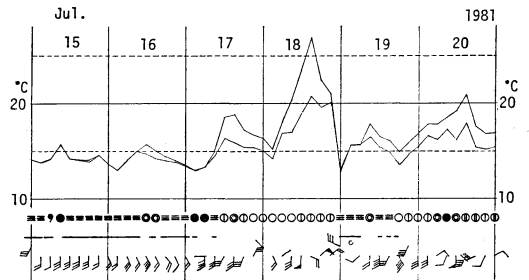
区 分	レーダ	霧 水 量		霧 粒 粒 度 分 布		感 霧	写 真	日 射 射 放	低 層 気 象	一 般 地 上	海 上 気 象
		地 上	低 層	地 上	低 層						
紫 雲 台	○			○				○		○	
大 桑 毛			○ ¹⁾	○	○ ¹⁾			○	○	○	
下 幌 呂			○	○				○	○	○	
展 望 台		○		○				○		○	
無 人 観 測						○ ¹⁾				○ ²⁾ ○ ³⁾	
航 空 機 ¹⁾			○		○		○	○			
船 舶 ¹⁾		○		○							○
西 港				○							

左右に分かれている欄は左側が1981年のみ、右側が1982年のみ実施した観測項目。

1) 1982年は集中観測期間中のみ実施、2) 気温・湿度のみ、3) 下線を付した4地点は風向・風速も観測。



第1図 観測点配置図。



第2図 1981年観測期間中の釧路地方気象台における、(上から)気温、露点温度、天気、風向、風速の時系列。天気と矢羽の間の断続した直線は霧の発現期間を示す。

霧の実況把握の面から重要である。

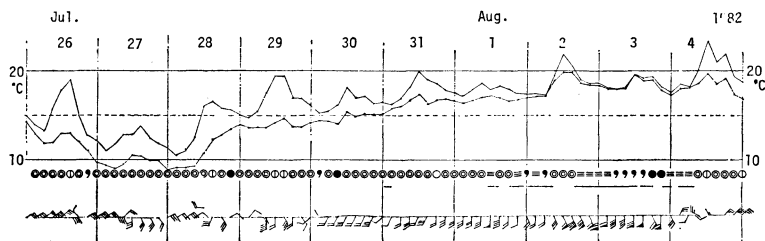
また、冒頭にも書いたように、北海道の東部太平洋岸では交通、産業などを中心に住民の生活に与える霧の影響は非常に大きい。中でも空港は霧に弱く、事実上無防備と言ってもよい。ハードの面からの対策はそれなりに進められているが限界がある。従って、この地域の霧の基本的な特徴を調べるところから始めて、ローカルな予測にまで進んで行くことが望ましい。

以上のように、重要な霧の実況把握が可能になったので、1981年と1982年の霧のシーズンに気象研究所、国立防災科学技術センター、それに北海道開発庁土木試験所が釧路市周辺で特別観測を実施した。各研究機関はそれぞれの目的を持って観測したが、ここでは気象研究所が担当した観測に関してその概要と、観測テーマ毎の解析結果を示す。そして今回の特別観測に対する反省と将来への展望についても議論する。なお、国立防災センターが担当した観測については既に本誌に報告がある(上田・八木, 1984)。さらに霧の一般的性質の理解のためには沢井(1982)を参照されたい。

2. 特別観測の概要

2.1. 観測網の展開

観測は1981年7月16日～20日と1982年7月26日～8月



第3図 第2図に同じ。但し、1982年。

3日の2回、釧路地方およびその沖合海域において実施した。1982年はこの内7月26日～31日を集中観測期間とした。第1図には観測点の配置、第1表には観測項目を示す。観測内容は大きく分けて、ミリ波レーダーによる霧の水平分布と鉛直構造の解明、霧水量や粒度分布などの霧の物理的性質の観測、それに霧の発生、消滅や移動に関係する大気境界層内の気象要素の観測の3つである。

対象とする海霧については次のような想定をして観測網を展開した。釧路地方の沿岸海域には、総観場の条件が合えば常に移流霧である海霧が存在する。この大きなスケールの海霧が陸上への侵入を開始するのはどのような条件のもとか、また陸上における地形など小さなスケールの状態の差が霧の内陸への移流にどのような影響を与えるのか、などを知ることを特別観測の目的とした。

地形が比較的単純な釧路湿原（海拔10m未満）を中心に、海岸線からの距離に応じて観測点を配置した。海岸にある大楽毛、西港それに紫雲台、湿原の西側の高台にあり海岸線から約8kmの所に位置する展望台（海拔約80m）、そこからさらに7km内陸へ入った下幌呂で地上気象や霧粒の測定を行った。湿原を中心に無人観測点6カ所を配して、霧と気温、湿度の水平分布を知る手掛かりとした。大楽毛と下幌呂では1981年には小型係留気球、82年には低層ゾンデを用いて、気温、湿度、風向、風速の鉛直分布を測定した。釧路の市街地の南東にある海に面した高台の紫雲台（海拔約30m）にミリ波レーダーを設置し、主に海上の霧分布を観測した。

霧粒の測定は陸上では第1表に示した地点で行い、1982年には霧層の立体構造を調べる目的で、係留気球取付用の霧水量計と霧粒測定器を用いた大型係留気球による観測を大楽毛で実施した。海上の上空の霧粒測定は航空機により行った。

海上では、1981年には函館海洋気象台の高風丸が沖合
1985年2月

を移動して海上気象と共に低層ゾンデにより気温、湿度の鉛直分布を観測したが、1982年は陸上の観測と日程を合わせることができなかったため、集中観測期間中に‘志らとり丸’（釧路機船漁業共同組合所属；47t）により沖合15km位までの範囲を移動しながら海上気象と霧粒の観測を行った。

これらの他、航空機による霧層の放射の上向き反射特性の測定や写真観測、それに地上で日射、放射の測定などを行った。

2.2. 観測期間中の気象状況

2.2.1. 1981年7月16日～20日

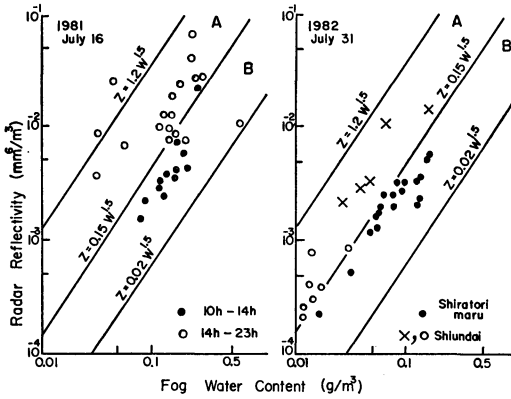
この年の夏は海面水温が低く、釧路の霧日数は7月、8月とも平年より多かった。

期間中の天気図パターンは、7月15日から16日にかけてまだ東北地方北部に梅雨前線が解析されていたが、17日には梅雨が明けて前線は消滅した。その後、太平洋高気圧が日本に張出したが、小さな高気圧が朝鮮半島付近に停滞していたため北海道付近の等圧線は東西に寝た形となり、一般風が西成分を持ち釧路では霧の発現しにくいパターンが続いた。このため15日から17日にかけての霧雨まじりの霧の他には、19日に海上からと思われる予想外の霧を観測しただけであった。第2図に期間中の釧路地方気象台での気象要素の変化を3時間毎の時系列で示す。

2.2.2. 1982年7月26日～8月3日

この期間中の海面水温は北海道の東方海上で平年より1°C位高く、釧路沖で14～15°Cもあったので全般に霧日数は少なかった。

観測を開始した7月26日から28日頃まではオホーツク海高気圧の勢力下にあり、この高気圧が南東進して南風が卓越するようになった29日以後になってもすぐには霧は発現せず、31日午前0時以後露点温度が15°Cを越えた頃からようやく海霧の侵入を観測した（第3図）。そ



第4図 1981年7月16日と1982年7月31日の霧—W 関係 (左は紫雲台における観測のみ).

の後、霧は海岸付近で一進一退を繰り返していたが、内陸では大体‘もや’の状態が続いた。8月2日になって、台風10号から変わった低気圧が日本海を北上するにつれ南風が強まり霧雨まじりの霧が内陸にも侵入した。この時の風速は地上でも 10 m/s 近かった。

3. 観測から分かったこと

3.1. ミリ波レーダー

レーダーによる霧の観測は外国においてもほとんど無い。直径 1 mm 以上の雨滴を対象とする普通の気象レーダーの波長は約 5.7 cm であるが、測雲用として雲物理的な研究に用いてきた気象研究所のミリ波レーダーの波長は 8.6 mm と短い。従って探知距離を1桁小さくして 20 km 程度でもよいとすれば、直径 20 μm 以上の霧粒を含む海霧であれば観測できる可能性がある。そこでミリ波レーダーのパラボラ空中線を大きくし、最小受信感度を上げるなどの改造を行い、今回の観測に用いることにした。

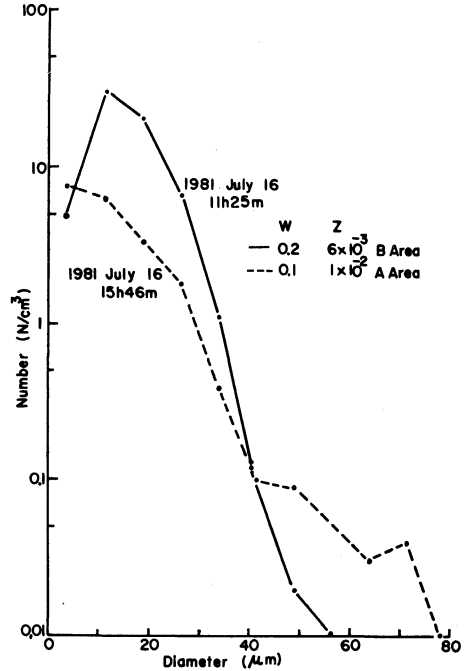
3.1.1. 海霧のレーダー反射因子の特徴

雲の場合は、レーダー反射因子 Z (mm⁶/m³) と雲水量 W (g/m³) との関係、つまり Z—W 関係として

$$Z = C \cdot W^\alpha \quad (1)$$

の形式が用いられる。海霧の場合にもこの関係を適用して、自然落下法により霧の粒度分布を測定し反射因子 Z と霧水量 W を独立に計算した。紫雲台の測定全般について、α = 1.5 の時、C の値はほぼ 0.02 から 1.2 の間に入り、平均すると C = 0.15 となる。これらの値は粒度分布が変わらなければ同じ値を取ると考えてよい。

霧が発現した日の日別の Z—W 関係の分布の散らばり

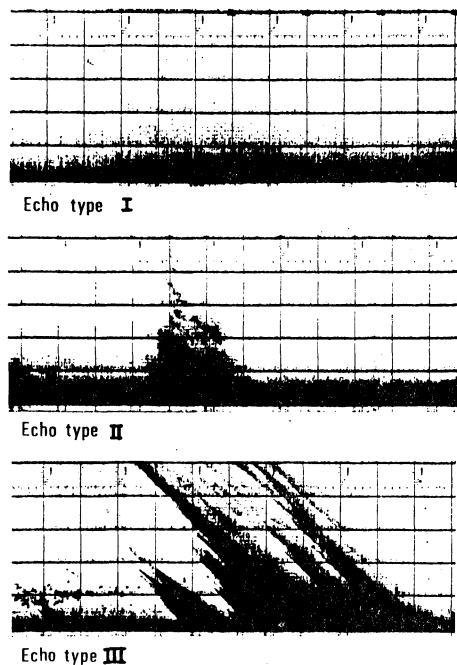


第5図 1981年7月16日の時刻による粒度分布と Z—W 関係の違い (紫雲台).

は一般に小さく、粒度分布がその日の気象条件によってほぼ一定であることを示唆している。ただ、1981年7月16日と82年7月31日は第4図に示すように散らばりが大きかった。図の3本の直線は上に述べた値 C = 1.2, 0.15, 0.02 に対応する。これらの直線により分けられる上側の領域を A、下側の領域を B とすると、同じ霧水量でも領域 A では B より相対的に大きい霧粒が多いために反射因子が大きくなる。

第4図で1981年7月16日の方は、紫雲台における観測のみで、10時から14時の間の測定 (●印) は領域 B に、その後23時までの間の測定 (○印) は領域 A にほぼ属している。このことは、第5図に示した同じ日の時刻別の粒度分布の違いからも推定できる。1982年7月31日の方の×印は01時前後に、○印は03時以後に紫雲台で測定した値である。01時前後には 80 μm 程度の大きな霧粒も観測されたが03時以後は最大でも 50 μm 程度であった。

●印は‘志らとり丸’によって05時から12時までの間に海上で測定された値で、同じ時間帯の陸上での測定値 (○印) とほぼ同じ直線上に乗っている。図には示していないが両方の粒度分布もよく似ている。1回だけの比較観測ではあるが、これらの事実は紫雲台の測定結果か



第6図 ミリ波レーダーによるエコーパターン(紫雲台)。

ら海上のZ-W関係を推定できる可能性を示している。

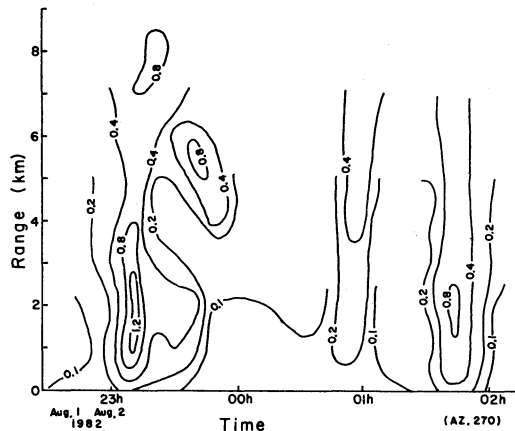
3.1.2. レーダーエコーのパターンによる分類

霧が発現したとき、紫雲台のレーダービームを水平にして、海上の特定方向に向けて観測して得られたエコーパターンは、I～IIIの3つの型に分類できる。第6図に各パターンを示す。横軸は時間で1目盛10分、縦軸は距離で1目盛4kmである。

I型は、あまり時間的に変化しないエコーが海岸から海上4km付近まで分布しているパターンで、沿岸霧と見られる状態を示している。II型は、エコーが一時的に強まり海上4km以遠まで観測できた場合である。III型は、沖合のエコーが時間とともに近づいてくる場合で、エコーの傾きが大きい程ビーム方向の移動速度が大きい。

I型は最も観測例が多い。紫雲台で測定した霧水量は0.01～0.8g/m³とばらつきが大きく、視程は100m前後と悪い場合が多い。レーダービームを天頂に向けて測定した霧頂高度は0.4km程度で、Z-W関係はほとんど領域Bに属している。

II、III型の別は、レーダービームの水平方向の向きの違いによって生じたものである。東西に延びるバンド状の海霧が南寄りの風に乗って南から北に移動したと仮定



第7図 エコーパターンII型の霧水量分布(紫雲台)(1982年8月1日～2日)。

すると、II型はビームを西に向けた時に、III型は南西に向けた時に観測されたパターンである。従って、レーダービームを通常の気象レーダーのように360度回転させれば、海霧の分布や移動に関する情報はずっと多くなる。この型の霧の霧頂高度は約1kmあり、Z-W関係は大体A域に属している。反射因子はI型より1桁程大きくなるので探知距離も10kmを越えることが多い。レーダーから求めたバンド状の霧の移動速度は、霧頂高度付近の風速に一致していることが多い。なお、レーダー反射因子あるいはエコーパターンと視程の関係については柳沢、石原(1983)を参照されたい。

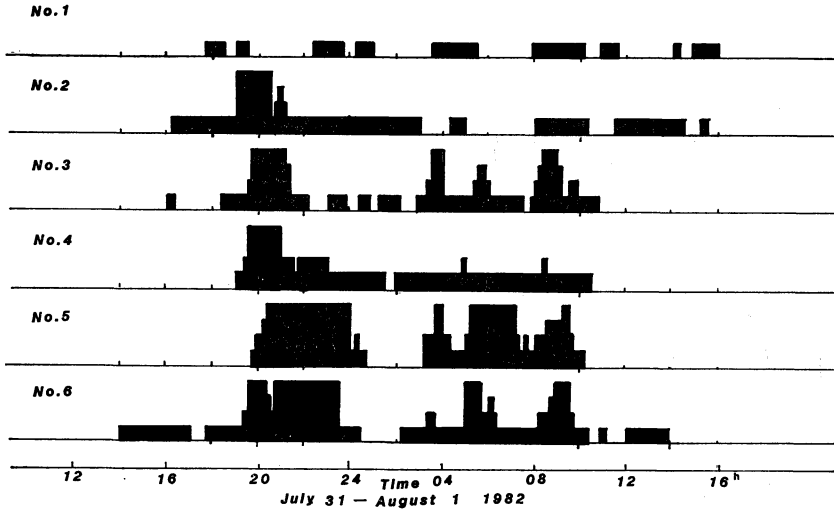
3.1.3. レーダー反射強度から求めた霧水量分布

釧路の霧についてZ-W関係が既に求まっているので、反射強度からレーダー方程式を用いて霧水量の距離分布とその時間変化を計算できる。ここではその計算例としてエコーパターンII型の場合を第7図に示す(1982年8月1日～2日の霧)。霧水量は最大1.0g/m³前後とかなり大きい。海霧の移動速度を適当に仮定すると、濃い部分は約1kmの幅、全体では約10kmの幅のバンド状の海霧が移動してきたことになる。ただし、遠くの薄い霧はレーダーでは観測できないので、沖合のバンドとバンドの間の領域(第7図で2日0時頃から0時40分頃まで)で霧になっているのかどうかは分からない。確認のためには船による実測が必要である。

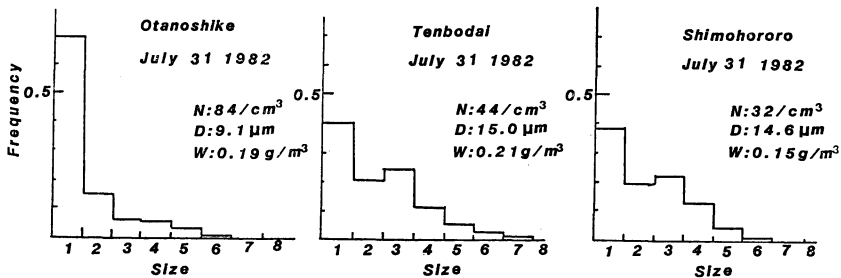
3.2. 霧水量および霧粒粒度分布

3.2.1. 陸上

まず、感霧器による観測例として1982年7月31日夕方



第8図 感霧器の記録(1982年7月31日—8月1日)

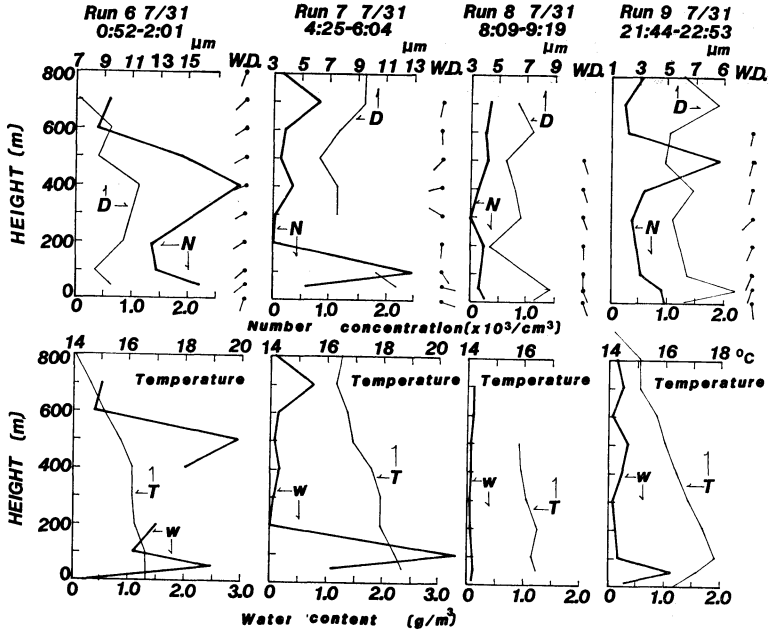
第9図 1982年7月31日—8月1日の霧の平均粒度分布の比較(サイズの単位は $\times 10 \mu\text{m}$). 図中のN, D, Wはそれぞれ平均数密度, 平均直径, 平均霧水量を示す.

から8月1日にかけての霧を第8図に示す. 横軸に時間を取り, 霧の出ている時間を黒塗りの領域で示してある. 黒塗りの領域の背が高いほど霧が濃かったことを意味していて, 4段階に分けてある. この時間帯は第3図から分かるようにずっと南風が吹いていて, 気象台では1日の11時頃まで全く霧を観測していない. 地点1でずっと霧が薄かったことを考え合わせると, これは市街地の影響によると思われる. 1以外の地点では濃い霧が1度は発現している. 地点5と6の間にははっきりとした対応関係があり, 海岸に近い地点6の方が少し早く濃い霧が発現している. 測定方法が違うので厳密な比較はできないが, 大楽毛の防災センターの視程計による観測でもほぼ同じ頃に視程が1km未滿になっている(上田・八木, 1984). これは, この時の霧が南風によって運ばれた海霧であることを示している. 無人観測点の気温や

湿度の自記紙には霧の濃淡に対応して時間変化はほとんど現れていない.

次に, 細線式霧水量計(Sasyo (1968)を改良したもの)による地上観測では30~60秒平均の霧水量の連続記録が得られた. その全般的特徴は, 霧水量は60秒(採取体積15リットル)平均をしても激しい変動を示し, 15~30分程度の周期を持つことが多い. 霧が発現してから消散するまでの霧水量の変化は, $0.1 \sim 0.2 \text{ g}/\text{m}^3$ 程度の比較的薄い霧が緩やかに増減する型と, $0.3 \text{ g}/\text{m}^3$ 以上の霧が急激に現れ激しく変動する型とがある. また, このような霧の現れる前に, 前駆状態とも言うべき $0.05 \text{ g}/\text{m}^3$ 以下のごく薄い霧が長く続くこともある.

地上での自然落下法による霧粒測定から求めた粒度特性は, 平均に関する限り一般の霧とほとんど変わらない. ただ, 釧路の霧は変動幅が大きく個々の観測値の中には



第10図 1982年7月31日の霧の大型係留気球による観測(大楽毛)。上段:数密度 N , 直径 D , 風向 W ・ D の鉛直分布。下段:霧水量 W , 気温 T の鉛直分布。

数密度が数百個/cm³, 霧水量 0.6 g/m³ 以上に達するものがあり, 一般の霧より最大値が大きい点に特徴があった。第9図には第8図と同じ霧について3地点の粒度分布および粒度特性を示す。図の左から右への順序が海岸線から内陸への順序に対応する。内陸観測点である展望台と下幌呂の粒度分布はよく似ている。そして数密度 N は海岸線から内陸へと一様に減少しているし, 霧水量 W についても展望台で少し大きいのがほぼ減少している。この事実を海岸線から内陸へ霧が移動する間の減衰と考えれば, 第8図の解釈とも合致する。展望台での霧水量が大楽毛のそれと比較して少し大きい点については, 粒度分布の鉛直構造を問題にする必要がある。

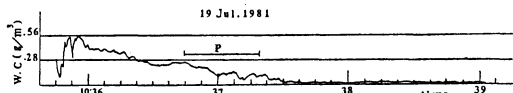
大楽毛で行った係留気球による霧粒観測の結果を調べてみる。観測は1982年7月27日から31日までの間に全部で9回実施した。この中で観測点に霧が発現した日は最後の7月31日だけである。観測を開始して初めての霧が当日0時過ぎに発現した。観測は0時52分, 4時25分, 8時09分, 21時44分の4回実施した。その結果は第10図にまとめてある。上段が数密度 N , 平均直径 D , 風向 W ・ D の鉛直分布であり, 下段が霧水量 W , 気温 T の鉛直分布である。折線が切れているのは欠測を示す。

第10図から分かるように7月31日早朝の霧は最初, 地

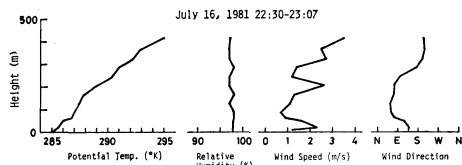
上50mと500m付近に雲水量 2.0~3.0 g/m³ のピークを持つ2つの雲層から成っていた。雲粒の数密度はいずれの層でも2000個/cm³を越していた。日の出直後には上層の雲水量は減少しピークの位置は上昇した。一方, 下層は雲水量のピークが3.0 g/m³に達し層の厚さが厚くなった。これは上層の雲が薄くなったのに伴う下層の放射冷却による成長と考えられる。日中は雲はほとんど消失し地上の霧も晴れた。ところが, 夜になると高度50mに霧水量 1.2 g/m³のピークを持つ霧が, そして500m付近には数密度が2,000個/cm³近い雲が再び現れた。2つの雲層の間での雲粒分布がほとんどバイモーダルであったのは, 上層の比較的大きな雲粒の自由落下によるのかも知れない。このように高度50m位に霧水量のピークを持つ霧が陸上に侵入したと考えると, 第9図において海拔の高い展望台で海岸より大きな霧水量を示した理由が説明できる。

係留気球による観測で霧水量が今までの値に比べてかなり大きな値になった点については, 新しい霧粒採集法に伴う問題なのか, あるいは非常に特殊な条件のもとにできる雲の特性なのか, などについて今後さらに吟味する必要がある。

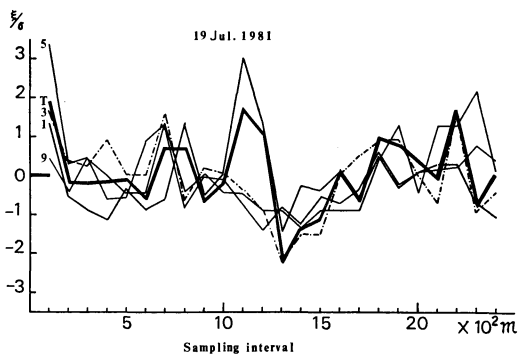
3.2.2. 航空機



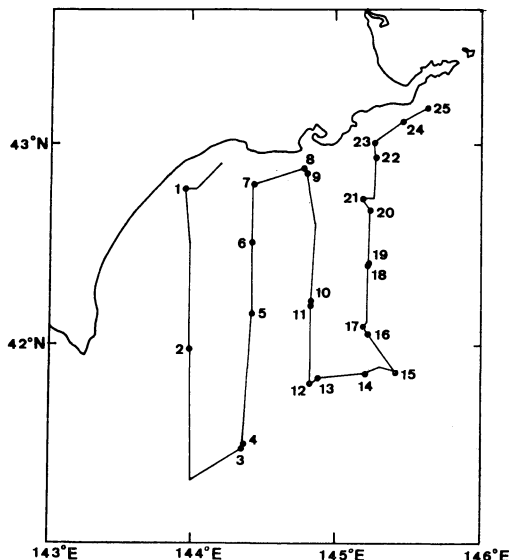
第11図 航空機により測定した霧水量の空間変動の例 (海上).



第13図 小型係留気球により観測した大楽毛での気象要素の鉛直分布 (1981年7月16日).



第12図 粒径でクラス分けした時のクラス毎の数密度の距離変化。但し、クラス毎の偏差 ξ を標準偏差 σ で正規化してある。Tは全部の合計。クラス分けの仕方は本文参照 (第11図のP区間のデータによる)。



第14図 高風丸の航路と低層ゾンデ放球位置(・印)。数字は放球順序。1981年7月16日3時—20日15時。

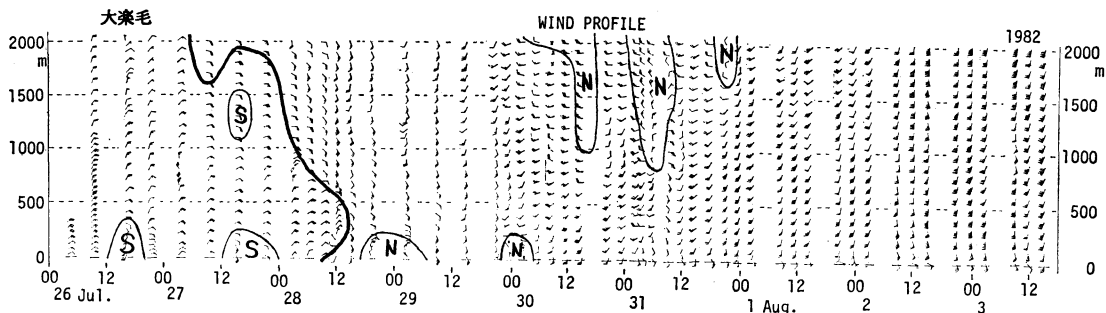
航空機による霧粒観測は1981年7月19日, 82年7月30, 31日に、いずれもミリ波レーダーを設置した紫雲台近くの海上で沖に向けた南向きの飛行経路で行った。これら3日間の観測日には、順に3回, 7回, 3回と、全部で13回の観測を実施した。1回の霧層内部への貫通で霧の中に入っている時間は約5分前後で、機速が定速(240 km/h)になってから約3分間霧水量を測定した。1981年7月19日の初回の霧水量測定記録を第11図に示した。図で縦軸は霧水量、横軸は雲中飛行中の時刻を示している。この時の霧頂高度は500 mで、測定時の貫通高度は420 mであった。霧層の上には雲はなく快晴だった。海上における測定なので陸上の測定と直接比較して論ずることはできないが、距離にして約12 kmの等高度線上の霧水量の分布を知ることができる。沿岸から沖合に向って霧水量が減少する傾向は、前節のミリ波レーダー観測の解析結果である沿岸霧(I型)の特徴と一致している。

次に同じ時の霧の粒度特性を見てみよう。粒度の測定時間は全体で約30秒(第11図に示した横線Pの部分)、水平距離にすると約2,400 mで、サンプリング間隔は約100 mに取った。粒径を10のクラスに分け、それぞれのクラスの数密度の偏差を ξ 、標準偏差を σ とした時の

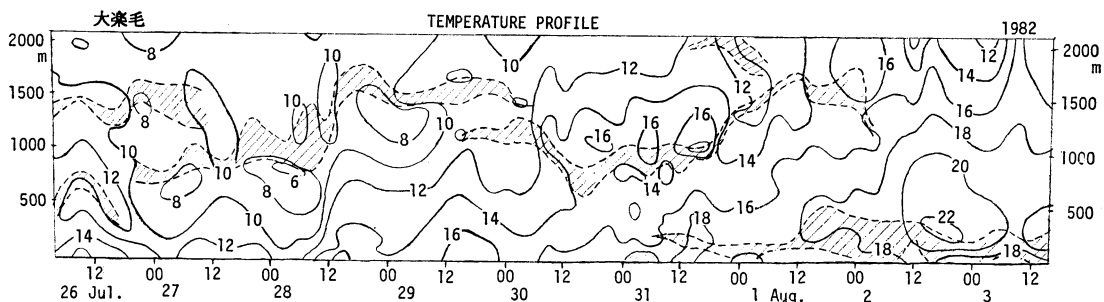
第2表 低層ゾンデの観測期間と観測項目

	観測期間	気温・湿度	風向・風速
大楽毛	1982年7月26日03時 ～ 8月3日15時	○	レーウィン
下幌呂	1982年7月26日03時 ～ 7月31日24時	○	パイボール
高風丸	1981年7月16日03時 ～ 7月20日15時	○	×

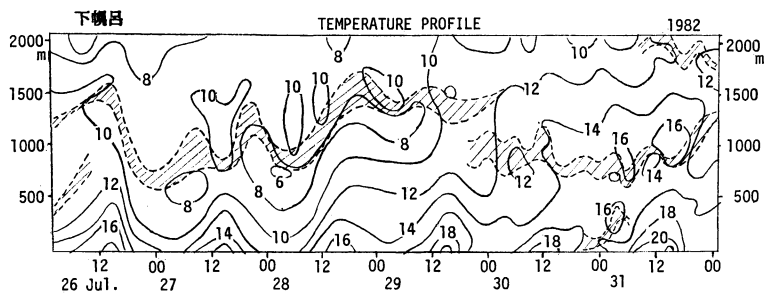
値 ξ/σ が距離によってどう変化するかを調べた。クラス1, 2, 3, ...がそれぞれ4 μm , 8 μm , 12 μm , ...を中央値とする場合を第12図に示したが、煩雑にならないようにクラス1, 3, 5, 9の4つと、全部の合計



第15図 大楽毛での風向，風速の鉛直分布の時間変化。Nは北成分を，Sは南成分を持つことを示す。



第16図 大楽毛での気温の鉛直分布の時間変化。斜線部分は逆転している範囲を示す。



第17図 第16図に同じ。但し，下幌呂。

を表す T だけが示してある。この図から、ほとんど同時刻にもかかわらず 100 m 離れたとかなり霧の状態が違っているのが分かる。しかし、小さい霧粒だけが多くなっている距離 1,100~1,200 m 付近を別にして、大きなスケールの空間変動は各クラスに共通している。この特徴は数密度を正規化しないでそのままプロットしただけでははっきりしない。

観測全体について見ると、

数密度 N ; 94~543 個/cm³

直径 D ; 4.4~8.1 μm

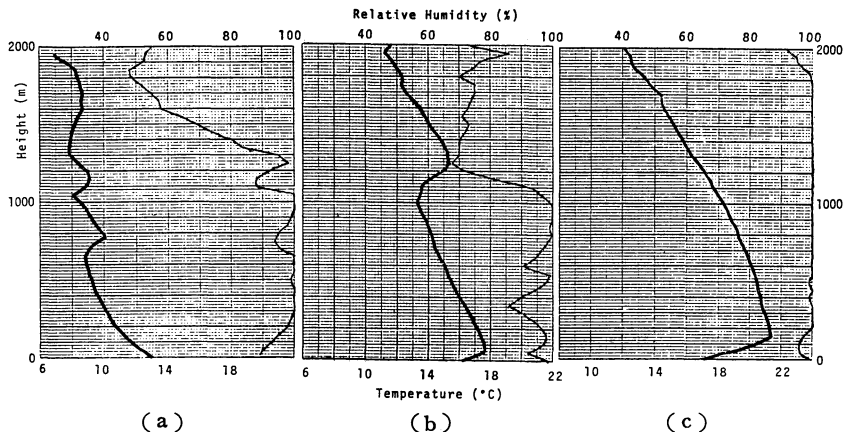
霧水量 W ; 0.05~0.15 g/m³

となる。地上での観測に比べて粒径が小さいのが特徴である。変動幅が大きいように見えるが同じ日の観測の間の差は少ないので、むしろ観測日の違い、言い換えれば霧の性質の違いが現れていると考えられる。

3.3. 低層気象

霧は大気境界層内の現象である。従って、境界層内の気象要素の分布は霧の発生、消滅にとって重要な意味を持つと考えられる。

3.3.1. 小型係留気球



第18図 1982年の大楽毛での気温(太線)と湿度(細線)の鉛直分布。(a) 7月26日21時。(b) 7月31日21時。(c) 8月2日24時。

観測に用いた小型係留気球はアメリカ A.I.R. Inc. 製のものです。日本でも最近よく使われている。1981年に大楽毛と下幌呂の2カ所で、上空700m程度までの風向、風速、気温それに湿度を観測した。期間中に大楽毛で34回、下幌呂で33回実施した。第13図に大楽毛の1981年7月16日22時30分～23時07分の観測結果を示す。接地逆転が発達して相対湿度は全層ではほぼ100%に近い値である。風向は地上50mから250m位までは北よりの陸からの風で、その上下の層で南よりの海からの風となっている。

小型係留気球は風が強いと風下に流され、霧水量が大きいと濡れて姿勢の安定性が悪くなるなどのため、霧頂まで到達するのが難しかった。そこで1982年は低層ゾンデを用いた。

3.3.2. 低層ゾンデ

観測期間と項目は第2表のようになっていて、観測高度はいずれも地上2,000mまでである。1981年に移動観測を行った高風丸の航路とゾンデ放球位置は第14図に示す。全部で25回観測している。

以下の解析は1982年の大楽毛と下幌呂での観測を中心にして、高風丸による観測をそれと対応させる。その際に根室の高層観測も参考にした。

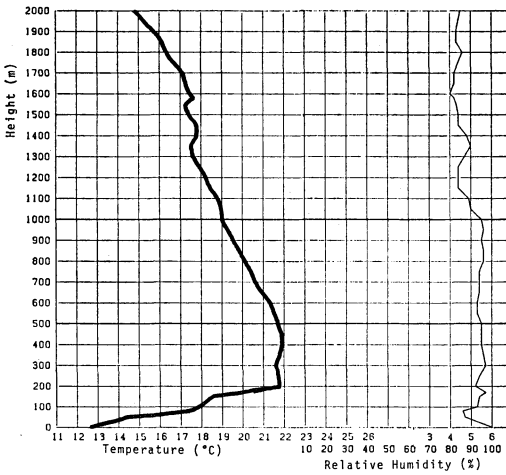
第15図と第16図は大楽毛でのそれぞれ風向、風速と気温の、第17図は下幌呂での気温の鉛直分布の時間変化を表す。下幌呂での風の測定にはパイボールを使用したので、霧や雲の影響で最高観測高度が一定しなかったためここでは議論しない。風向はオホーツク海高気圧の南東進と共に7月28日頃を境にして、北よりから南よりに変わっている。気温はこの風向の変化に対応して前半低

く、後半高く推移した。30日までの地上付近の風向の日変化は海陸風循環が原因である。

気温の鉛直分布図に斜線で示してある逆転層の時間変化について考察する。霧や層雲は上部に逆転層を伴うことが多い。1,000m付近を上下している逆転層は層雲に対応し、西風が強まる8月2日早朝まで持続する。その位置は、低層ゾンデで観測した相対湿度が100%あるいはそれに近い値から急激に減少する高度と非常によい相関を持つ。一方、接地逆転は下層の南より風が安定する7月31日になって初めて現れ、地上ではこの頃霧を観測し始めた。接地逆転は南からの暖かい空気が海面温度14～15°Cの海上で下から冷やされて生じたもので、1981年の小型係留気球や高風丸による観測ではほとんど定常的に現れていた(それぞれ第13図と第19図を参照)。

第18図は観測期間中の3つの時期における、大楽毛の気温と相対湿度の代表的な鉛直分布を示す。図の(a)は上空1,000m付近の逆転層のみの時期、(b)はこれに接地逆転が加わった2重構造の時期、そして(c)は接地逆転のみの時期である。逆転層の2重構造は、湿度分布においては2つのほぼ飽和した領域の中間が乾燥している2重構造と対応し、これは層雲と地面に接した霧が同時に存在することを示している(第10図参照)。

大楽毛と下幌呂を比べると、1,000m付近の逆転層の高度変化はよく似ている。しかし30日の夜中に発生した接地逆転は、内陸の下幌呂では混合層の発達のために日の出と共に解消してしまう。そして下幌呂で霧を観測した31日21時頃には、第17図でははっきりしないが一時的に高さ50～200mの位置に弱い逆転層あるいは等温層が再び生じている。



第19図 高風丸の観測による海上の気温(太線)と湿度(細線)の鉛直分布(1981年7月16日21時)。放球位置は第14図の地点5。

お互いの距離が 15 km 程度の大楽毛と下幌呂の間の大気鉛直構造の類似は当然として、約 100 km 離れている大楽毛と根室の間はどうであろう？ 図では示さないが期間中の風や気温の変化は定性的には両者に共通している。しかし気温変化の幅は根室の方が小さく、これはデータの空間および時間の分解能の差がこの原因の1つになっていると思われる。気温の鉛直分布における両地点の共通性は逆転層に注目するとはっきりする。逆転層の高さや強さは第18図に示した大楽毛の特徴が根室のそれとよく対応していた。

これまでの考察をもとに、1981年の高風丸による低層ゾンデ観測の結果を調べてみた。船上観測の風向は観測期間中ほとんど南よりで、1982年の後半と同様に接地逆転の発達が予想される。一例として7月16日21時の結果を第19図に示す(放球位置は第14図の地点5)。大楽毛(第18図)や根室と比べて、高風丸では接地逆転の安定度が大きく逆転層の厚さが薄い(根室の約 500 m に対し 200 m)。根室では陸上での混合層の発達のために厚くなっているものと思われる。

以上のような大楽毛や根室それに海上の高風丸での鉛直分布の共通性は、逆転層の水平スケールが海上では 100 km 位あって、根室における鉛直分布が釧路での霧の発現のしやすさの1つの指標となり得ることを示している。しかし、霧が存在する接地層は小さいスケールの地表面の影響を直接受けるので、根室でのルーチンの高

層観測をそのまま釧路で使うことはできない。

4. まとめと問題点

1981年と1982年の霧のシーズンに北海道の釧路地方で合計14日間、陸上と海上そして航空機を総合した特別観測を実施した。

ミリ波レーダーのエコーパターンからは、定常的で比較的小さい霧粒が多い沿岸霧の場合と、バンド状をした反射強度の強い領域が移動してくる場合の2つがあることが分かった。霧層の鉛直構造では、地上付近と上空数百メートルに霧水量の2つのピークがある場合を観測した。下層のピークは高さ 50 m~100 m にあるので、この分布を保って陸上に侵入すれば内陸の海拔の高い地域で海岸より大きな霧水量を観測することになる。航空機による海上での測定は、水平距離にしてわずか 100 m の間の粒度分布の変動がかなり大きいことを示した。このように一口に釧路の霧と言っても単純ではなく、特別観測の結果には下から冷やされてできる移流霧という考え方だけでは説明できない事実も多い。

特別観測は、本来、ルーチン観測による断片的な事実を物理的に関連付けるのに必要な材料を提供する目的で実施する観測である。しかし第1章でも議論したように、現在のルーチン観測から得られる霧に関する情報は余りにも少ない。従って、ルーチン観測をもとにして決めた次のような想定；海岸線の方向には一様に分布している海霧が、海からの風に乗って海岸線を経て内陸へと移動する間に変質を受けるという想定は、単純化し過ぎていて現実をうまく反映していなかったようである。海岸線の方向に一様というこの仮定が、わずか 10 km 位離れているだけの大楽毛と紫雲台の間でも成り立たないことが多い事実は、特別観測を実施して初めてはっきりと認識させられた。従って、海岸付近での霧の変動を物理的に説明するには、陸上だけでなく風上側の海上での霧分布の観測が不可欠である。

5. 将来への展望

前章で述べたように、“釧路の霧”の全体像を描いたりローカルな霧予報に必要な基礎知識を得るためには、今回の特別観測は必ずしも充分とは言えなかった。こうした課題の解決を図るにはどうしたらよいかを以下で考えてみる。

まず、霧分布の実況を知る方法を確立すること。探知距離が少し短いとはいえ、ミリ波レーダーがこうした目

的のために有効であることは分かった。しかし霧の観測手段として実用化するためには、まず海上の霧の粒度分布や霧水量などの物理的性質が、ミリ波レーダーの反射強度とどういふ対応関係にあるかを定量的に調べる必要がある。今回の1982年7月31日の船上観測との比較だけでは、データの量が少なく一般化するのは難しい。降水現象に対して気象レーダーが実用化されて行った過程を考えれば、こうした試験観測はどうしても必要である。

次に“釧路の霧”がどのような時間的、空間的変動をするかについては、ミリ波レーダーによる長期にわたる観測データと総観場の気象条件とを関連させて統計的に調べる必要がある。ただミリ波レーダーで把握できる変動のスケールは小さいので、そのまま総観場と1対1に結び付けるのは困難なことが多い。従って、その間をつなぐ目的で釧路付近の大気境界層の構造を観測することが望ましい。第3.3節で根室の高層観測のデータを釧路で用いる可能性について述べたが、この場合、ルーチンのゾンデ観測が気温、湿度については1日2回しかないこと、大気境界層内の鉛直分解能が不十分なこと、それに釧路と根室での接地層の日変化の仕方が違うことなどが問題となる。そこで釧路において、低層ゾンデなどにより高さ2,000m位までの大気境界層を必要に応じて観測するとか、観測塔などにより200m位までの気象要素の鉛直分布を時間的に連続してモニターする必要がある。

以上のようにして得られる釧路での霧分布の実況と大気の鉛直構造とを根室での高層観測や総観場と対応させることにより、“釧路の霧”の全体像と基本的特性を知ることができる。そして、これらを基にして初めて“釧路の霧”を予測する可能性も出て来る。

謝 辞

今回の特別観測の実施に当たっては、釧路市などの自

治体や釧路地方気象台の関係者の方々に大変御世話になりました。また、気象研究所、吉田泰治予報研究部長からは本稿の内容について有益な助言を頂きました。ここに感謝の意を表します。

付 記

本研究は科学技術振興調整費による「北日本太平洋沿岸地方における海霧と山背風に関する研究」の一環としてなされたもので、本文はその研究成果報告書(1984)を参考にまとめた。

‘海霧研究グループ’は、気象研究所の研究者および元研究者の以下21名から成る：片山 昭，内田英治，竹内衛夫，八木正允，白木正規，内山徳栄，沢井哲滋，藤原美幸，市村市太郎，柳沢善次，村松照男，石原正仁，佐粧純男，花房龍男，田中豊頭，伊藤朋之，藤谷徳之助，松尾敬世，荒川正一，村井潔三。

文 献

- 科学技術庁研究調整局，1984：北日本太平洋沿岸地方における海霧と山背風に関する研究成果報告書，pp 211。
霧対策連絡協議会，1975-1981の各年：釧路・根室地方における霧対策の概要，釧路支庁。
Sasyo, Y.: Studies and developments of meteorological instruments for cloud physics and micro-meteorology (1)—New instruments for measurements of the liquid water content—, *Pap in Met. Geophys.*, 19, 4, 587-598。
沢井哲滋，1982：霧の理解のために，*天気*, 29, 734-747。
上田 博・八木鶴平，1984：北海道釧路市における市街地と郊外・海岸での海霧の観測，*天気*, 31, 137-145。
柳沢善次・石原正仁，1983：海霧におけるレーダー反射因子と視程の関係，日本気象学会秋期大会講演予稿集，358。

月例会「第29回山の気象シンポジウム」のお知らせ

日 時 昭和60年6月15日(土) 13:00(予定)

場 所 気象庁第1会議室(5F)

講演希望の方は演題に200字以内の抽象トクトを

付して3月末までに気象庁統計室 中村 繁(〒100 千代田区大手町 1-3-4)まで郵送して下さい。