

ミリ波レーダーによる海霧の観測*

柳沢 善治・石原 正仁・沢井 哲滋**

要 旨

1981, 82年の夏, 釧路地方で実施した海霧の特別観測の内, 特にミリ波レーダーによる観測について議論する. レーダー反射因子と霧水量の間の経験的な関係式を求め, これと粒度分布, レーダーのエコー型や探知距離, そして視程との関係を調べる. また, 粒径が $60 \mu\text{m}$ 以上に達する大きな霧粒の形成機構についても考察する. エコー型は海岸から 4~5 km に限られる沿岸霧タイプと 10 km 以上に達するバンド状海霧の 2つに大きく分かれる. 後者はその探知距離から運動学的な予測がある程度可能であるが, 前者については今まであまり注目されておらず, 今後さらに調べる必要がある.

1. はじめに

北海道東部太平洋岸やその沿岸海域では, 6月から8月にかけて濃い霧が発生し, その地域の交通, 産業, そして生活などに大きな影響を与えている. このような海霧の実態を把握しその予測の可能性を探ることは気象業務を遂行する上で大きな懸案となっており, 今までも多くの研究観測が実施されてきた(黒岩・大喜多(1959); 唐津ら(1963)). しかし, これらの観測のほとんどは1地点における観測であり, 海霧の分布状態などを把握するまでには到っていない. 太平洋岸の霧は海上で発生したものが沿岸付近に移流して来る場合が多いので, 海上における霧の発生, 発達, そして移動などのメカニズムを調べることが非常に重要となる.

海上の霧をリアルタイムで観測し, その水平分布や濃度などを把握するには気象衛星やライダー, そして測雲用ミリ波レーダーなどの利用が考えられる. ミリ波レーダーを霧の観測に用いた例は, 国内はもちろん外国でもほとんど報告されていない. しかし, 局地的な霧の実況把握や短時間予測のためには, 分解能や探知距離の関係から電波を用いたミリ波レーダーが有効である. 今回, 1981年7月16~20日と1982年7月26日~8月3日に釧路地方において実施した海霧の特別観測では, 改造したミ

リ波レーダーを釧路市郊外にある紫雲台の海に面した海拔 30m の崖の上に設置した.

レーダーの探知能力を検討する場合, 観測の対象である海霧の反射因子の大きさが問題となる. レーダーの設置点である紫雲台だけでなく海上でも“志らとり丸”(47t)により粒度分布の測定を行い, レーダーの反射強度から計算される反射因子と合わせて, 霧水量と反射因子の関係を求めた. その結果, 海霧についていくつかの特徴ある事実がわかった.

レーダーのパラボラ空中線を水平に向けた場合は主として南西方向を観測したが, 1982年には空中線を回転台に乗せて方位を簡単に換えられるようにしたので, エコーの分布や移動を調べるためのデータを得ることができた. また, パラボラ空中線を天頂に向けて海霧の鉛直構造を観測し, 霧粒成長のメカニズムを推定するためのデータも得られた.

今回の特別観測の全体については, 海霧観測グループ(1985)を参照されたい.

2. ミリ波レーダーの探知能力

波長 8.6 mm のミリ波レーダーは, これまで主として非降水雲の観測に使用されてきた. 霧を観測する場合はレーダー自身が霧の中に入ることも多く, 後で述べるように, 近くの霧による減衰が無視できない. そこで, レーダーの性能を少しでも上げて探知距離を大きくする必要から, 現在の技術で比較的容易に実現できる内容で装置の改造を実施した.

具体的には, パラボラ空中線を直径 1.8 m から 3.0 m

* Observations of sea fog by 8.6 millimeter radar.

** Zenji Yanagisawa, Masahito Ishihara, Tetsuji Sawai. 気象研究所

—1986年7月24日 受領—

—1986年9月18日 受理—

第1表 ミリ波レーダーの各定数

| | | |
|-----------|---------------|-------------|
| 送信周波数 | (f) | 34,860 MHz |
| 送信波長 | (λ) | 0.86 cm |
| 送信出力 | (P_t) | 30 kW |
| 送信パルス幅 | (h) | 0.5 μ s |
| パルス繰返し周波数 | | 500 Hz |
| 空中線直径 | (A_e) | 3 m |
| 空中線利得 | | 57 dB |
| 受信器雑音指数 | | 10 dB |
| 最小受信電力 | (P_r) | -100 dBm |

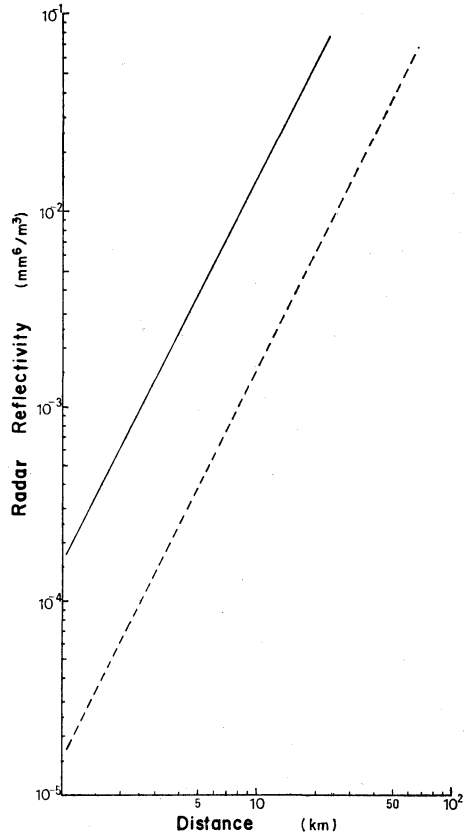
に大きくして受信器の最小受信感度を -85 dBm から -100 dBm に改善し, さらに, パラボラ空中線の方位角を手動で変えられるように改造した。これらの改造によってレーダー方程式から計算される探知距離が2倍近く向上した。改造後のレーダーの各定数の値を第1表に示した。

反射強度を計算するレーダー方程式は次のようである。

$$P_r = F \frac{P_t A_e h}{8 \pi r^2} \left(\frac{\epsilon - 1}{\epsilon - 2} \right)^2 \frac{\pi^5}{\lambda^4} \sum D^6 \quad (1)$$

ここで, P_r : 受信電力 (反射強度), F : 補正定数, P_t : 送信出力, A_e : パラボラ空中線の開口面積, h : パルス幅, r : 距離, ϵ : 誘電率, λ : 送信電波の波長, D : 霧粒の直径である。霧粒の大きさを含む項 $\sum D^6$ はレーダー反射因子と呼ばれ Z で表す。 F は, $F=1$ と置いて第(1)式から求まる反射強度と実際の観測から得られる反射強度との差を補正する定数で, 一般には $1/5 \sim 1/10$ の値になる。

今回の特別観測の対象である釧路付近の海霧の粒径は雲粒とはほぼ同じで直径 30 μ m 前後の霧粒が多い。レーダー反射因子は粒径の6乗に比例するので降雨強度 1 mm/hr の弱い雨でも反射因子が $10^2 \text{mm}^6/\text{m}^3$ となるのに対して, 霧の場合は $10^{-2} \text{mm}^6/\text{m}^3$ 前後と雨に比べて4桁程度小さい。通常の気象観測用レーダーの電波の波長は 5~10 cm で, 観測の対象は直径 1~5 mm の雨粒を含む降雨域に限られていて雨を伴わない雲や霧はほとんど探知できない。しかし, レーダー方程式により反射強度は波長の4乗と距離の2乗にともて逆比例するので, 波長の短い電波を用いれば近くの海霧は探知できる。すなわち, 気象庁で一般に用いている波長 5.6 cm の気象レーダーに対して 8.6 mm のミリ波レーダーでは, $(5.6/0.86)^4 \approx 2000$ 倍感度が増すので, 最大探知距



第1図 ミリ波レーダーの最大探知距離。破線: 計算値, 実線: 実測から求めた値。

離を雨の場合の 200 km に対して霧の場合には 20 km 程度で良いとすれば, 雨に比べて反射因子が4桁小さい霧でも観測できる。

第1表に示した各定数の値を第(1)式に代入し, P_r , r , Z の間の関係式を求めると

$$10 \log P_r = -81.75 - 20 \log r + 10 \log Z + 10 \log F \quad (2)$$

となる。

最小受信電力 $P_r = -100 \text{ dBm} (10^{-13} \text{ W})$ として, 反射因子 Z と距離 r の関係を求めると第1図の破線となる。この場合は $F=1$ となっている。実用のための F の値を求めるには実際の観測値と比較しなければならない。今回はレーダーに比較的近い地点からの反射強度をもとに第(2)式から計算した Z と, レーダー設置点で観測した海霧の粒度分布から直接計算した Z とを比較して F を決定した。その結果, F の値は平均 $1/10$ となり, 第(2)式

は次のようになる。

$$10 \log Pr = -91.75 - 20 \log r + 10 \log Z \quad (3)$$

この式から Z と r の関係を求めると第1図の実線となる。§ 4.2 でエコー強度を定量的に解析するにはこの補正した直線を用いた。

レーダーの探知能力に影響する要因として、電波の大気、霧粒、雨滴などによる減衰も考慮しなければならない。種々の大気成分の中でミリ波帯の電波の減衰に関係するものには酸素と水蒸気がある。波長 8.6 mm の電波の減衰量は両成分ともほぼ同じ値の 0.03 dB/km となり、往復での総減衰量は 0.12 dB/km 程度なので、観測距離 20 km 以下ではあまり問題にならない。霧粒による減衰量は、霧水量と気温に関係し気温が低いほど減衰量が大きい。霧水量を W (g/m³) とすると、気温 15°C では $0.65 W$ dB/km となる。霧水量の最大値は普通 0.5 g/m³ の程度なので、距離 10 km の範囲内に 0.5 g/m³ の霧が一様に分布しているとする往復で約 6 dB の減衰を受けることになる。雨滴による減衰はもっと大きい。このように観測対象の粒径が大きくなると電波の減衰も大きくなり、定性的には反射因子と同じ傾向を示す。従って、減衰を含めたレーダー方程式は非常に複雑となり、海霧観測用レーダーの波長の選定には反射強度だけでなく電波の減衰も考慮する必要がある。

以上の考察から、海上における霧の観測のためには、現在実用化されているレーダーの中では波長 8.6 mm のミリ波レーダーが最適と考えられる。

3. レーダー反射因子

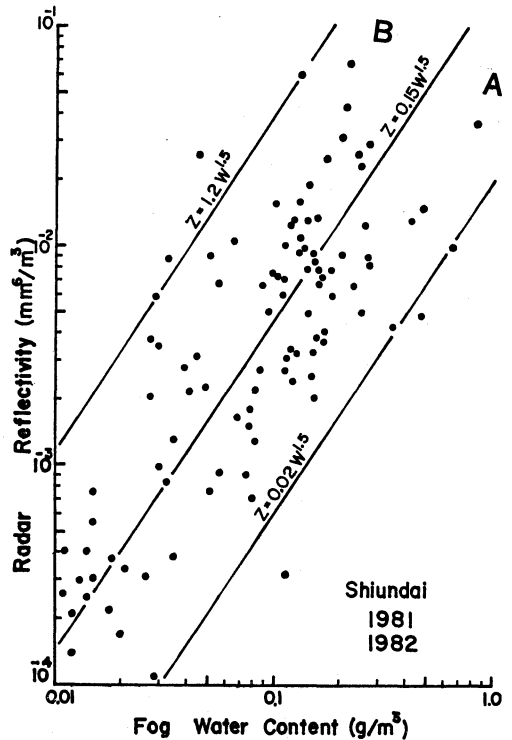
3.1 Z-W 関係

レーダーの探知能力を検討する場合、レーダー装置自体の性能だけでなくレーダー観測の対象である海霧の反射因子の大きさが問題となる。今回の観測では、反射因子をレーダー方程式を用いて実測から計算すると共に紫雲台と海上で同時に粒度分布を測定して、海霧の雲物理的性質と反射因子の関係を調べた。例えば、海霧の粒度分布を知ることは海霧の発生、発達、および消散過程を雲物理的に解析するためにも重要である。

一般に雨や雪、そして雲や霧などをレーダーで観測する場合、反射因子 Z と空気中に浮いている水の量 W の間には、

$$Z = \frac{6}{\pi} \frac{G}{\rho} d_0^3 W \times 10^{-6} \quad (4)$$

の関係が成立する (Atlas (1954))。ここで ρ は粒子の密度 (g/cm³)、 d_0 は W の粒度別累積分布で丁度半分の W



第2図 2年間のすべてのデータを使った、紫雲台におけるレーダー反射因子 (Z) と霧水量 (W) との関係。

になる粒子の直径 (μm)、 G は一般に粒度分布に依存する量である。非降水雲では Z と霧水量 W の間の関係として

$$Z = 0.048 W^2 \quad (5)$$

を使うこともある (Atlas (1954))。

レーダーを設置した紫雲台で MgO 方式を用いて霧の粒度分布を測定し霧水量を計算した。これと実測から求めた反射因子の関係を、2年間の観測のすべてについて第2図に示した。これから海霧の反射因子は $10^{-4} \sim 10^{-1} \text{mm}^6/\text{m}^3$ の間に、また霧水量は $0.01 \sim 0.8 \text{g}/\text{m}^3$ の間に分布していることがわかる。

雨の場合には反射因子 Z と降水強度 R の間の関係として、通常、

$$Z = CR^\alpha \quad (6)$$

の形の式を使用しているの、いま問題にしている海霧でも R を霧水量 W に置き換えて第(5)式を一般化した関係

$$Z = CW^\alpha \quad (7)$$

を仮定すると、第2図で $\alpha = 1.5$ の時の定数 C の値は

0.02~1.2の間において、全部を平均すると $C=0.15$ となる。3本の直線は $C=0.02, 0.15, 1.2$ に対応する。反射因子 Z と霧水量 W との間に成り立つこのような関係を $Z-W$ 関係と呼ぶことにする。

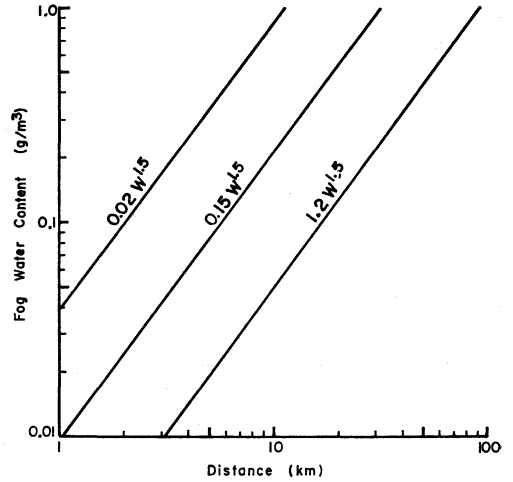
第1図に示した Z とレーダー探知距離 r の関係と、第2図に示した各直線に対応した $Z-W$ 関係とを用いて、 W と r の関係を求めると第3図のようになる。同じ霧水量でも $Z-W$ 関係によって探知距離は1桁くらい変わることがわかる。

第2図において座標平面を $C=0.15$ の直線を境にしてA, B2つの領域に分けると、この $Z-W$ 関係と粒度分布、レーダーのエコー型や探知距離、そして視程などとの間に特徴的な関係のあることがわかった。以下、これらの関係について見て行くことにする。

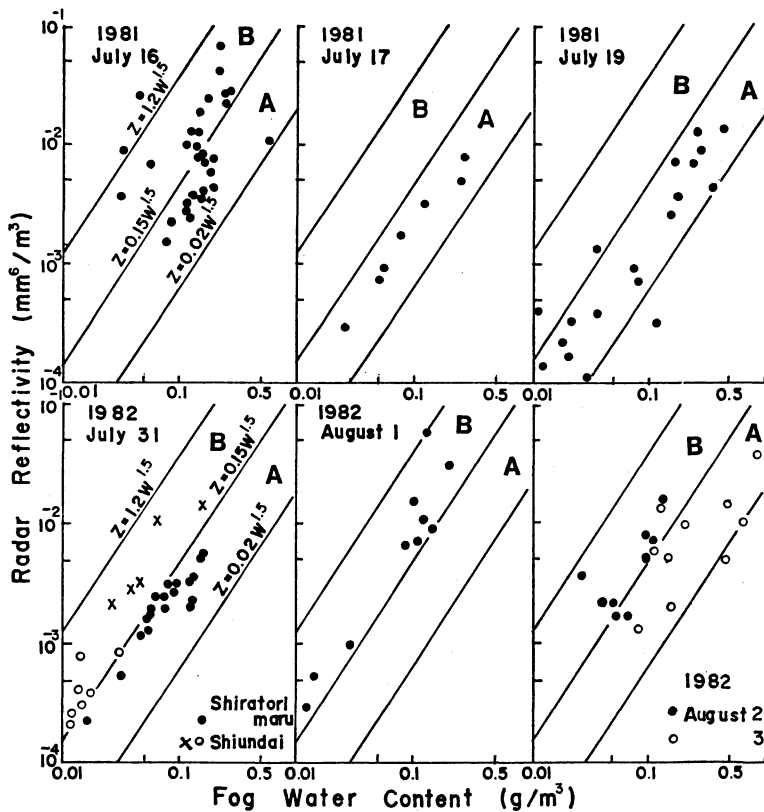
3.2 $Z-W$ 関係と粒度分布

ここでは、まず粒度分布との関係について見てみる。

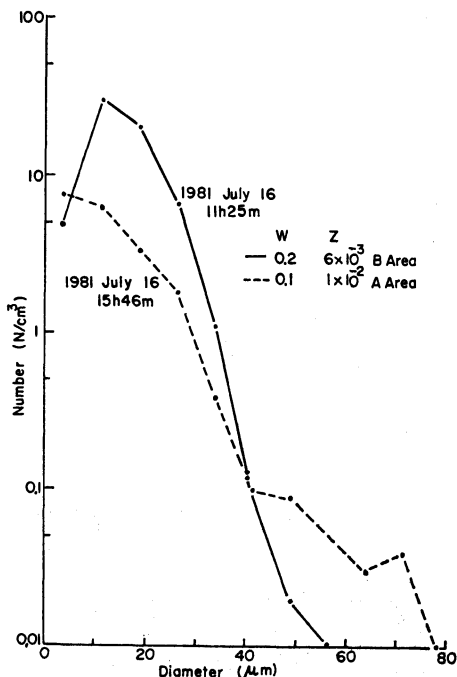
第4図には日別の $Z-W$ 関係を示した。直線に直角な



第3図 第2図の各 $Z-W$ 関係に対する霧水量と最大探知距離の関係。



第4図 霧発現日の日別の $Z-W$ 関係。

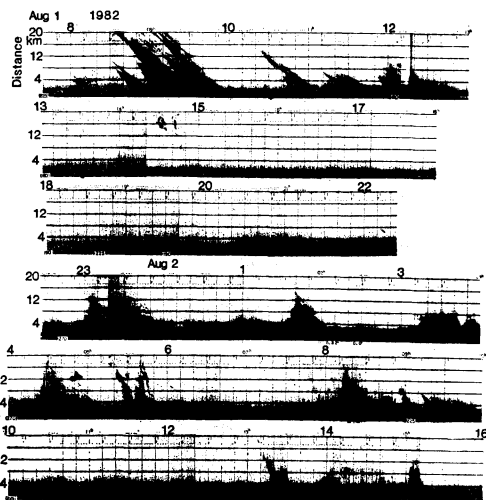


第5図 1981年7月16日の粒度分布。

方向への観測値の散らばりは予想した以上に小さく、その日の気象条件に対応して $Z-W$ 関係がほぼ一定であることを示唆している。ただ図の中では、1981年7月16日、1982年7月31日の両日が例外的に散らばりが大きい。

7月16日は、10時から14時までに観測した値はA域に、14時から23時の間はB域に分布している。この時の粒度分布を第5図に示した。14時を境に $60\ \mu\text{m}$ 以上の大きい霧粒が増加して小さい霧粒が減少し、全体として霧水量は30%以上減少しているのに反射因子は2倍以上になった。反射因子は粒径の6乗に比例するので、小さい霧粒の変化はあまり効かず大きい霧粒が増加した方の効果が出ている。

7月31日は第4図で×印は01時前後に、○印は03時以降12時頃までに紫雲台で観測した値で、いずれもB域に属していたが、後者の方がA域に近い。これは01時前後の測定では $80\ \mu\text{m}$ 程度の霧粒も観測されたが、03時以降は最大でも $50\ \mu\text{m}$ 程度で、大きい霧粒が減ったためである。●印は志らとり丸による海上での05時から12時にかけての観測値で、ほぼA域に属していた。 $Z=0.15$ $W^{1.5}$ の直線を基準にして同じ時間帯の紫雲台での値(○印)と比較すると、海上の方が霧水量が大きい割には反



第6図 ファクシミリ記録の代表例(1982年8月1~2日)。横軸は時間で1目盛10分、縦軸は距離で1目盛4km。

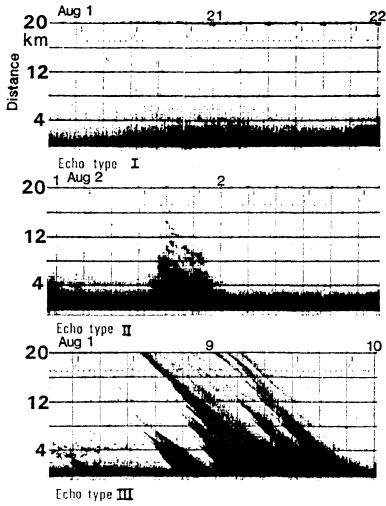
射因子が小さく、小さい霧粒が多かったことを示している。しかし、第4図の他の日の分布も含めて見ると両者の乗っている直線に大きな差はない。この事実は、1日だけの比較観測ではあるが、海岸での霧水量を基にした $Z-W$ 関係を海上に適用する可能性を示している。

4. レーダーエコーの解析

4.1 ファクシミリ記録の定性的解析

ミリ波レーダーで観測したエコーの定性的な特徴としては、ファクシミリ記録から見たエコーの型、エコー頂の高低、エコーの移動の仕方などがある。ファクシミリ記録の例として第6図に1982年8月1日08時頃から2日16時までのパターンを示した。この年は7月26日から特別観測を開始したが、霧が出たのは7月31日の早朝からで、8月1日以降は台風から変わった低気圧の北上に伴って南よりの風が強くなり、2日にはバンド状エコーが多く発生した。

レーダービームを特定方向に向けて得られるファクシミリ記録から、エコー型は第7図のように3つの型に分類できる。I型(8月1日21時頃)は時間変化の少ないエコーが海岸から海上 $4\ \text{km}$ 付近まで分布している型で、ここではこうした沿岸だけに限られた霧を“沿岸霧”と呼ぶことにする。このタイプの霧の存在は、今まではほとんど指摘されておらず、今回の特別観測に関連して孫野(1985)の解析があるだけである。II型(2日02時頃)



第7図 3つのエコー型の典型的な例。スケールは第6図と同じ。

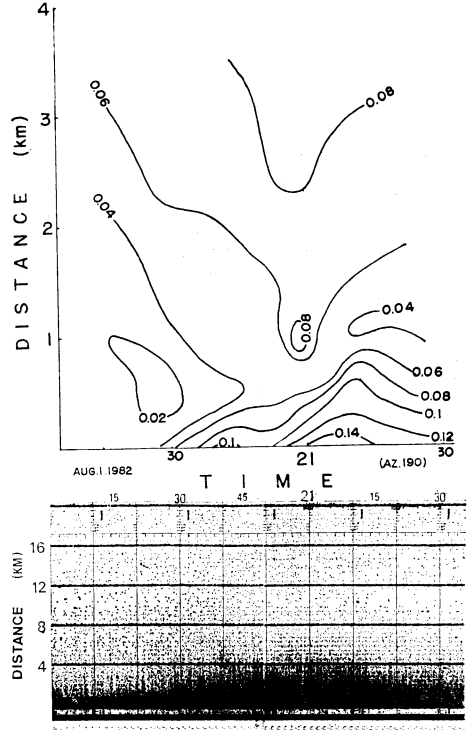
はエコーが一時的に強まり、海上4 kmより遠くまで観測できる場合である。Ⅲ型(1日09時頃)は沖合のエコーが時間と共に近づいて来る場合で、ファクシミリ記録ではある傾きを持っている。

I型は最も観測例が多い。紫雲台で観測した霧水量は $0.01 \sim 0.8 \text{ g/m}^3$ までばらつき、視程は100 m前後と悪い場合が多い。エコー頂高度は400 m程度、粒度分布は小さい霧粒が多く最大で $50 \mu\text{m}$ 程度で、第2図のZ-W関係はほとんどA域に属している。Ⅱ、Ⅲ型のエコー頂高度は1200 m前後ある。粒径は $80 \mu\text{m}$ 程度の霧雨に近い大きさの霧粒を含んでいて、霧水量が 0.1 g/m^3 程度でもレーダー反射因子は大きくZ-W関係はB域に属している。反射因子はI型より1桁位大きいので、探知距離は10 km以上になることが多い。

4.2 エコー強度による定量的解析

第2図のように海霧のZ-W関係を求めることができたので、ここではさらに海上における霧水量の距離分布と時間変化を計算した。解析方法は、テープに連続的に記録されているエコー強度のアナログ信号をAD変換装置を用いてデジタル信号に変換し、電子計算機を用いて距離補正を行った後、レーダー方程式とZ-W関係から霧水量を計算した。なお、Z-W関係はすべて $Z=0.15W^{1.5}$ を用いた。以下の第8図から第10図はこの霧水量の分布とファクシミリ記録を示していて、前者の縦軸(距離)は後者に比べて適当に拡大してある。

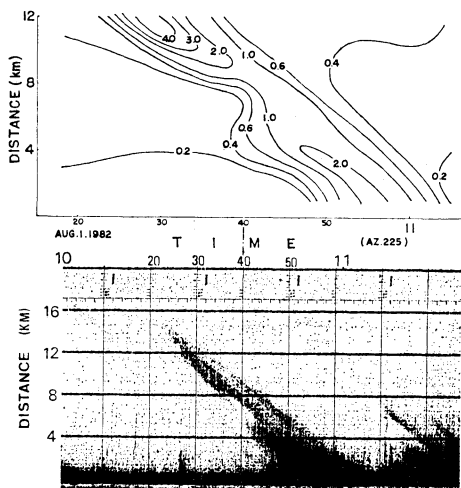
第8図はI型の例で、第7図と同時刻である。レーダ



第8図 エコーI型の霧水量分布とファクシミリ記録(8月1日)。

ー近くの距離0.65 km以内はレーダー電波のサイドロープによるグランドエコーのためレーダーのデータが使用できないので、紫雲台で測定した霧水量を参考にして等値線を引いた。霧水量は沿岸で大きくて変化が激しく、沖に行くほど小さく変化が少ない。注意しなければならないのは、レーダーエコーの分布からたとえ沿岸霧と判断されても、エコーのない海上4~5 kmより沖合に霧が本当に存在しないのか、それとも単に距離の関係でエコーが出ないだけなのかの区別である。沿岸霧の場合には小さい霧粒が多く、予想される探知距離が短いので、この区別は特に重要となる。この点については、同じI型の前日の志らとり丸の観測により、海上の霧の実際の分布も海岸に近いほど濃くなっていたことが確認されている。1日だけの観測なのでただちに一般化することはできないが、少なくともこういう沿岸霧タイプの霧が存在することは間違いない。

第9図はⅢ型の例で、第6図からわかるように第7図のⅢ型のすぐ後の時刻である。霧水量の分布図はファクシミリ記録に比べて時間軸を拡大してある。レーダービ

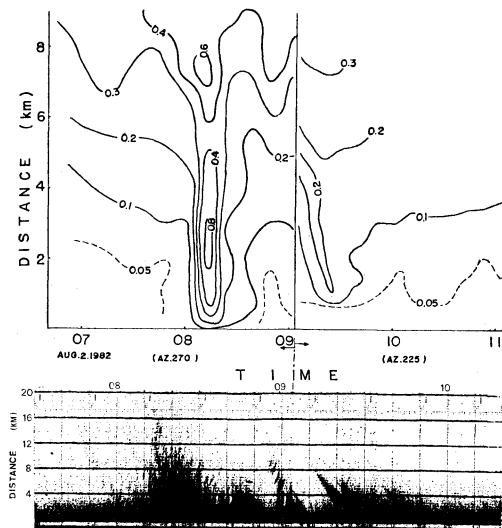


第9図 エコーⅢ型の霧水量分布とファクシミリ記録(8月1日)。

ームは南西を向いていた。14~15 km の地点でビームに入った霧が紫雲台に近づいて来た。この時の霧水量は海上で最大 4.0 g/m^3 に達し霧雨になっていたことを示している。実際、エコーが紫雲台を通過する時に観測した霧雨は粒径が $100 \mu\text{m}$ 近い霧粒を含んでいた。I 型の場合と同様に遠くの薄い霧はレーダーでは観測できないので、沖合のエコーとエコーの間の領域で霧になっていたかどうかはわからない。II 型, III 型のエコーがよく発現していた期間は、第6図にも見られるように沿岸数キロメートルまではエコーが持続し、海岸ではその間ずっと霧を観測していたことが多い。

II, III 型はパラボラ空中線の向きの違いによって異なって見えるだけで、実際に海上で分布している状態は同じバンド状をしていると考えられる。すなわち、東西にバンド状に延びる海霧が南寄りの風によって北に移動する場合を想定すると、II 型はビームを西(270度)に向けた時に観測されるエコー型で、III 型はそれ以外、例えば、南西(225度)に向けた時の型に対応する。ファクシミリ記録の傾きは、パラボラ空中線の向きに沿ったバンドの移動速度に依存する。

第10図は空中線の向きを西から南西に変えたことで、実際にエコー型がII型からIII型に変化して見えた8月2日の例である。第9図とは逆に霧水量の分布図の時間軸を縮めてある。09時過ぎにビームの方向を南西に変えて観測した時のエコーの傾きから求めた移動速度は、南風によって真北に流されていたと仮定すると約 8 m/s とな



第10図 空中線の向きを変えた(09時4分頃)ことでエコー型がII型からIII型に変わった例の霧水量分布とファクシミリ記録(8月2日)。

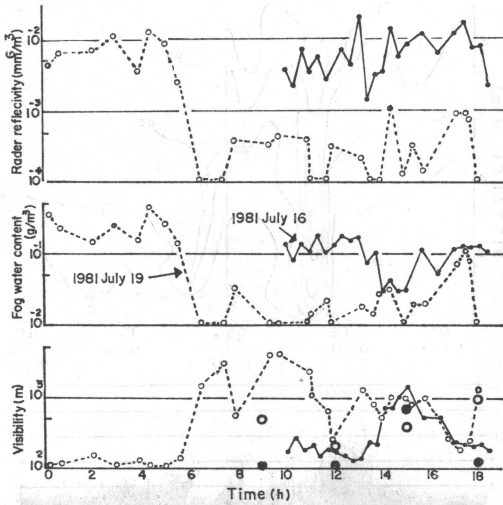
る。一方、大菜毛において09時に観測した下層風は高さ700 m までは SE~S 約 5 m/s , 800~1200 m までは S 約 8 m/s となっていて、レーダーから求めたエコーの移動速度はエコー頂高度付近の風に一致していたことがわかる。

以上のように、レーダーのファクシミリ記録からは海霧の大まかな水平分布を知ることができるので、エコーの移動や時間変化の傾向などから海霧の運動学的予測がある程度可能になるとと思われる。

5. エコー型と視程の関係

今回の特別観測の対象である海霧は視程を悪くすることで交通機関に大きな影響を与える。この章では視程の変化を予測する可能性を検討するため、ミリ波レーダーのエコー型やエコー強度と視程との関係について調べる。目視と写真による視程の観測は地上、海上とも3時間毎にしか行なわなかったので、詳しい視程の時間変化を推定するには MgO 方式から求めた粒度分布を用いた。粒度分布から視程を求めるには Trabert の式があるが、今回は次の式を用いた (aufm Kampe and Weickmann (1952))。

$$V = 3.9 \times 10^{12} / 2 \pi \sum_i N_i r_i^2 \quad (8)$$

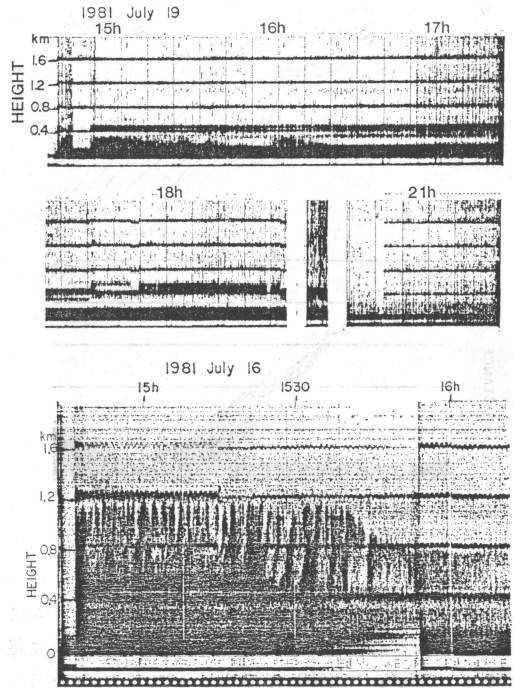


第11図 海霧の粒度分布から求めた反射因子(上)、霧水量(中)、視程(下)の時間変化。実線：1981年7月16日、点線：7月19日。大きい黒丸と白丸：目視観測による視程。

ここで、 V ：視程(m)、 N ：霧粒の数(個/m³)、 r ：霧粒の半径(μm)である。

1981年7月16日と19日の霧について、紫雲台で測定した粒度分布から霧水量と視程を計算し、これらとレーダー反射因子の時間変化の様子を第11図の折線で示した。一番下の図の大きい黒丸と白丸はそれぞれ7月16日と19日の3時間毎の目視の観測値で、19日の09時以外は折線とほぼ一致していた。

第11図からわかる定性的な特徴は次のようになる。7月19日の沿岸霧(点線、エコーI型)では、反射因子が小さくなると霧水量も小さくなって視程が良くなった。沿岸霧の場合、すでに述べたように20 μm 以下の霧粒が多く、7月19日にも10 μm 前後の霧粒が100個/cm³程度観測された。これに対して、7月16日(実線)の14時から16時にかけて観測されたエコー(II、III型)では、エコー通過時に反射因子が増加しても逆に視程は良くなった。この時の霧は80 μm 前後の大きな霧粒を含んでいた。エコー型や粒度分布の違いによって視程が大きく変わることがわかる。エコー型Iの場合は反射因子の大きさと視程の悪さが正の相関を持つのに対し、エコー型II、IIIでは負の相関を持つことがある。レーダー観測によってエコー型がわかれば、こうした特性を考慮することで視程の変化をある程度予測できる可能性がある。



第12図 霧層の鉛直断面を示すファクシミリ記録。上段：1981年7月19日、下段：7月16日。縦軸は高度で1目盛400m。

6. 海霧の鉛直構造

6.1 エコーの鉛直構造

第12図にパラボラ空中線を天頂に向けて観測した海霧の鉛直構造の記録を2例示した。上段は水平方向4km付近までエコーが観測された沿岸霧の例(エコー型I, 1981年7月19日)で、エコー頂の高さは400m以下で、高度450m付近には気温の逆転面からの反射と見られる定常的な層状エコーが現れていた。下段は水平方向10~20kmまでバンド状エコーが観測された例(エコー型II, III, 7月16日)で、エコー頂の高さは最大1,200mにまで達し、15時前後には1,200m付近に逆転面からの反射と見られる層状エコーが現れていた。高度400m付近までは上段と同じような様なエコーがあり、400~1,200mの間は非常に明瞭な積雲型のセル状エコーとなっていた。移動速度を8m/sと仮定すると、このエコーの平均水平幅は1.0km程度になる。実際、まわりの霧が晴れた時の紫雲台からの目視観測でも、海上の下層雲の一部が積雲型の雲であったことを確認している。

6.2 霧粒捕捉による霧粒の成長

前にも述べたように、エコー型Ⅱ、Ⅲの場合の粒度分布は最大粒径が 80 μm あるいはそれ以上になることもあるが、20 μm 前後の小さい霧粒の数はⅠ型の沿岸霧に比較して少ない。この事実と第12図の下段のような鉛直構造から、積雲内で生成された雲粒は下層の霧層内を落下する際により小さい霧粒を捕捉しながら成長し、地上に達すると考えられる。

こうした霧粒の成長過程を7月16日の観測データを用いて定量的に考えてみる。落下速度に差のある雲粒の衝突捕捉による成長の式 (Mason (1971))

$$\frac{dR}{dr} = \frac{\pi}{3} \int_0^R \left(\frac{R+r}{R} \right)^2 (v_R - v_r) n(r) r^3 E(R, r) dr \quad (9)$$

で粒径の時間変化を表し、これから、次の式を用いて粒径の鉛直方向 (Z方向) の変化を計算した。

$$\frac{dR}{dz} = \frac{dR}{dt} \frac{dt}{dz} = \frac{dR}{dt} \frac{1}{w - v_R}$$

ここで、R, r はそれぞれ雲粒、霧粒の半径、 v_R, v_r はそれぞれ雲粒、霧粒の落下速度、 n は霧粒の数、 E は衝突係数、 w は上昇流の強さである。

1,000 m 付近の積雲のエコー強度から求めたレーダー反射因子は平均 $10^{-1} \text{mm}^6/\text{m}^3$ となり、大きい霧粒が多いと仮定して第2図の Z-W 関係の内 $Z=1.2 W^{1.5}$ を用いて雲水量に換算すると約 $0.17 \text{g}/\text{m}^3$ となる。そこで、積雲の雲底において $R=30 \mu\text{m}$ 、 $n=0.15 \times 10^{17}$ 個/ m^3 (この時 $W=0.17 \text{g}/\text{m}^3$) とする。また、霧層のみが存在した時の値を観測データからおのおの、 $r=10 \mu\text{m}$ 、 $n=5 \times 10^{17}$ 個/ m^3 (この時 $W=0.21 \text{g}/\text{m}^3$) とし、霧層の厚さは 400 m、霧層内では $w=0$ と仮定する。この条件のもとに、雲粒が霧層内に落下して来たたとすると衝突係数は 0.17 となり (Mason (1971))、雲粒が地上に達した時には半径は約 20% 増加して $36 \mu\text{m}$ に成長する。雲粒だけから計算した雲水量は約 $0.12 \text{g}/\text{m}^3$ の増加となり、これは霧粒の個数に換算すると約 3×10^{17} 個分、雲粒は 400 m 落下する間に 1 個当たり約 20 個の霧粒を捕捉する。一方、半径 $30 \mu\text{m}$ の雲粒の落下速度は $10 \text{cm}/\text{s}$ 位なので、400 m の霧層を落下するのに 1 時間位かかることになる。そこで、霧層の中で雲粒の落下が 1 時間程度続くと、ごく大まかに考えて、 1m^3 当たりの霧粒の数は上に見積もったのと同じ 3×10^{17} 個 (割合にして約 3/5) だけ減少することになる。

一方、観測による粒度分布は時間変化が大きく定量的な議論は難しいが、直径 $20 \mu\text{m}$ より小さい霧粒の数は

12時から14時までは $3 \sim 8 \times 10^7$ 個/ m^3 の間で変化していて平均 4.9×10^7 個/ m^3 、14時から16時までは $0.2 \sim 3 \times 10^7$ 個/ m^3 で平均 1.5×10^7 個/ m^3 となっていた。直径 $80 \mu\text{m}$ 前後の大きい霧粒が観測され始めたのは 14 時頃からなので、地上付近ではその頃に雲粒の衝突捕捉による霧粒の減少が始まったと考えられる。上の 2 番目の平均値を 15 時頃の値とすると、1 時間で霧粒の数が約 1/3 に減少したことになり、上の見積りによる減少量と大体一致する。従って、2 層構造の考え方は非常に単純化したモデルではあるが、実際の小さい霧粒の減少と大きい霧粒の増加という変化をある程度説明している。

7. まとめ

今回のミリ波レーダーによる海霧の特別観測の結果で特に重要と思われるのは、本稿で沿岸霧と呼んできた霧である。実際に、釧路では濃い海霧が海上からそのまま移流して来るだけではなく、海岸近くで発達して濃い霧になる場合も多いようである。1982年7月31日の志らとり丸による海上観測では、船上から海岸付近の滑昇霧を目視で観測しているし、海上の霧の濃度分布も海岸に近いほど濃くなっていた。この沿岸霧は Z-W 関係では A 域に属していて、小さい霧粒が相対的に多く視程が悪い。レーダーのエコー型はⅠ型で、パターンの時間変化は少ない。レーダーによる探知距離は短かく 4~5 km である。従って、霧の移動を追跡して時間的に外挿する運動学的な予測は難しい。

これに対して、海上を南から北に移動する霧雨を伴うような海霧は、Z-W 関係では B 域に属し大きい霧粒が相対的に多い。エコー型はⅡ、Ⅲ型で、霧の分布はバンド状をしている。このバンド状エコーが通過する時には、むしろ視程が良くなることもある。探知距離は大きく 20 km に及ぶことがあり、運動学的な予測が可能と考えられる。

これらの霧の発生機構については、観測の例数と海上での直接観測が共に十分でなく、今の段階でははっきりしたことは言えない。しかし、バンド状の霧については、その形状から考えて、中小規模あるいは総観規模の擾乱に関係して発生し移動すると推定され、他方、沿岸霧タイプの霧はこうした擾乱がなく、大きなスケールの吹送距離の長い南風が持続する時に発生すると推定される。後者については、一般に言われているもっと大きなスケールの移流霧が発生しやすい条件と一致するので、沿岸霧というのは大きなスケールの移流霧が海岸近くに

移動して来た時に取る内部構造の1つなのかも知れない。発生機構については、気象要素との関連も含めて今後さらに調べて行く予定である。

謝 辞

1981, 82年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。ここに感謝の意を表します。

また、いくつかの有益なコメントを頂いたレフェリーに感謝します。

文 献

Atlas, D., 1954: The Estimation of Cloud Parameters by Radar, *J. Meteor.*, **11**, 309-317.
aufm Kampe, H.J. and H.K. Weickmann, 1952:

Trabert's Formula and the Determination of the Water Content in Clouds, *J. Meteor.*, **9**, 167-171.

唐津 進, 増沢 昇, 沢田昭夫, 斎藤 実, 荒川正一, 孫野長治, 1963: 北海道太平洋沿岸の霧, *気象研究ノート*, **14**, 1-28.

黒岩大助, 大喜多敏一, 1959: 最近の霧の研究とその展望, *気象研究ノート*, **10**, 247-294.

孫野長治, 1985: 沿岸滑昇海霧の発生について, *天気*, **32**, 491-496.

Mason B.J., 1971: *The Physics of Clouds*, 2nd ed., Oxford Monographs on Meteorology, Oxford Univ. Press, 671 pp.

海霧観測グループ, 1985: 釧路地方における海霧の観測, *天気*, **32**, 41-52.

NEWS

世界の異常天候とその影響評価 (31)

(Climate Impact Assessment, September, 1986, NOAA/NESDIS)

1. 合衆国・中西部——大雨・洪水

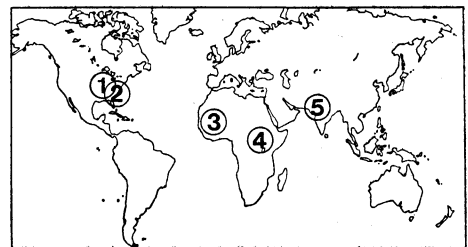
オクラホマ州からミシガン州にかけての長さ2100 km, 幅 650km の地域に豪雨 (200mm~500mm) があり, 大洪水を引き起こした。雨の大部分は9月下旬の10日間に降った。10月始めにピークに達した洪水により, 農業や土地・建物に数億ドル以上の被害が出たものと推定されている。大雨は合衆国中部の停滞前線にバハカリフォルニア* 地域の低気圧が水蒸気を供給したためである。

2. 合衆国・南東部——干ばつ

月降水量が年のわずか25~50% (13~25mm) しかない状態が続き, 干ばつ状態が長期間継続している。1月1日以来の総降水量は年より30~60% 少ない。記録的な高温により乾燥状態はさらに悪化し, ホストレスを受けた多くの作物にさらに被害を引き起こした。

3. セネガル・モーリタニア——天候回復

モーリタニアとセネガル中部・北部における穀類の見通しは改善された。9月の大雨は作付の遅い作物に好影響であったが, 作付期始めの乾燥により, 依然として年以下の収穫が見込まれている。マリ



でも作物に影響を受けた地域がある。

4. スーダン南部——少雨

最近の生育期の天候はスーダン南部の深刻な食糧不足をほとんど軽減しないと思われる。5月, 8月, 9月の降水量が年以下であったため, 農作物や牧草に被害が発生した。

5. インド——少雨

インド北西部では月降水量が再び年以下になり, 農作物の収量見込みは低下している。

注: 上記各項目の番号は図中の番号に対応している。

* Baja California: カリフォルニア半島のこと。

(気候変動対策室 中川慎治)

『天気』33. 11.