



Title	北海道東部太平洋岸の海霧の大気電気環境の観測
Author(s)	吉弘, 雅士; YOSHIHIRO, Masashi; 谷口, 恭 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 46, 13-31
Issue Date	1985-10-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.46.13
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14138
Type	departmental bulletin paper
File Information	46_p13-31.pdf



北海道東部太平洋岸の海霧の大気電気環境の観測

吉 弘 雅 士*

北海道大学大学院環境科学研究科

環境構造学専攻気象学講座

谷口 恭・菊地 勝弘

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和60年7月1日受理)

Observations on the Atmospheric Electrical Environment of Sea Fog in the Pacific Coast of Eastern Hokkaido, Japan

Masashi YOSHIHIRO*

Meteorological Laboratory, Division of Environmental Structure,
Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University

Takashi TANIGUCHI and Katsuhiko KIKUCHI

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received July 1, 1985)

Observations of sea fogs were carried out at the Cape Aikappu in Akkeshi (43° 01' N, 144° 51' E) located on the coast of the Pacific Ocean, Eastern Hokkaido, Japan from July 15 to July 26, 1983. One of the main purposes of the observations was to know the atmospheric electrical nature of sea fogs of which very little is known to date.

Throughout the observation period, the atmospheric electric field, atmospheric electrical conductivity, air-earth current, total space charge, electric charges on precipitation particles, horizontal visibility, heights of inversion layer and other meteorological factors were measured. Fog droplets were sampled to examine the size distribution, liquid water content and elemental compositions of their nuclei using an energy dispersive X-ray microanalyzer.

In view of the characteristics of time variation of the horizontal visibility, the fog events were divided into two types. One of them was the advection fog which was generated along the sea side and on the Pacific Ocean, and advected to the observation site, and the other was

*現在所属：日本気象協会東京本部

the radiation fog which was generated around the observation site. Practically, the radiation fog at this site could be thought as a mixture of radiation and advection mechanisms.

Using the data obtained during the observation period, we compared the atmospheric electrical natures between the advection fog and the radiation fog, and further the natures were compared with that of fine weather. As a result, an interesting difference between both types of fog was recognized in the time variations of atmospheric electric field and atmospheric electrical conductivity. Although individual electric charges on fog droplets could not be measured directly because of their small magnitudes of electricity, it was assumed that fog droplets had negative charges based on the change of total space charge. The air-earth current could not be measured accurately because of unsuitable noises. Records of inversion heights using a "Sodar" were available to determine the depth of the fog layer. Although the sample number of fog droplets available for the analysis of the elemental compositions of condensation nuclei were limited, the result of analysis showed a distinct difference between both types of fog. Using these data, the atmospheric electrical environment of sea fog was discussed and was concluded as follows.

(1) Time variations of atmospheric electric field during fog events were considered to be mainly affected by two factors, i. e, condensation-evaporation effects on fog droplets and the change of depth of fog layer. In the advection fog, therefore, condensation-evaporation effects largely showed their effect at the beginning and ending of the fog events, and the depth of fog layer changed to relatively large scale. While in the radiation fog, condensation-evaporation effects were small since the fog droplets were generated continuously around the observation site, and the depth of fog layer was relatively constant. This was thought to make a difference between both types of fog in the time variation of the atmospheric electric field. (2) In the advection fog, the positive electrical conductivity decreased, and was inversely proportional to the total surface area of fog droplets per unit volume of the atmosphere. From this result, it was assumed that positive small ions in the atmosphere were preferentially captured by fog droplets because of the negative charges on them. In the radiation fog, on the other hand, although the positive electrical conductivity decreased as in the case of the advection fog, it seemed that there was no relation between fog droplets and conductivity. A mechanism of the decreasing of the positive electrical conductivity in the radiation fog could not be made clear by the analysis of this observation. (3) An analysis of the elemental composition of condensation nuclei of the advection fog suggested that many of them were thought to be combustion products and sea salt particles. In the case of the radiation fog, however, many of them were thought to be soil materials and combustion products, and the ratio of them was equal. These results suggested that the difference of the origin of condensation nuclei might partly affect the difference of the atmospheric electrical natures between the advection fog and the radiation fog. Because of the small sample number, further observations will be required to discuss the origin of condensation nuclei and its precise role on the atmospheric electrical environment.

I. はじめに

北海道東部太平洋岸は、濃霧に閉ざされる日が多いことで有名である。この地方の霧日数は、毎年110日にも及び、特に6月から8月にかけて集中している。これらの霧のほとんどは、北太平洋上、および北海道の太平洋沿岸部で発生した海霧で、南東寄りの風に乗って移流してくるものであり移流霧 (Advection Fog) とも呼ばれている。この海霧は、視程障害や日照不足などをもたらし、この地方の住民の生活環境に、大きな影響を及ぼしている。したがって海霧予報の精度の向上及び海霧の人工消散の手段の確立は、住民の生活環境の改善においても望まれるものであり、そのためには海霧のメカニズムに関する広範な理解が必要である。

今までこの海霧に関して、技術院研究動員会議による観測調査(1945)、北海道林務部による防霧林の研究(1951, 1953, 1954)、最近では科学技術庁による観測(上田・八木1982, 八木・上田1982)等の調査研究が行われて来た。しかし、これらの調査研究は、雲物理的要素を主体にしたものであり、大気電氣的要素についての調査研究は、これまでほとんど行われていない。海霧の雲物理的な性質のみならず、その大気電氣的な性質の理解をも深めることは、海霧のメカニズムを解明し、さらには海霧予報や海霧の人工消散に関する研究を進める上で、非常に有益なことであると思われる。そこでわれわれは、北海道東部太平洋岸に発生し、移流してくる海霧について、大気電氣的要素及び雲物理的要素に関する観測を行なった。

II. 観測の概要

観測は1983年7月15日～26日の12日間、北海道釧路支庁厚岸郡厚岸町のアイカップ岬(北緯43度01分、東経144度51分)で行なった(Fig. 1)。ここは海拔80mの高台になっており、西方から南方、及び南東方にかけて断崖となって太平洋に面している。岬上部は開けた台地になっており、Fig. 2に示すNo. 1の地点に観測小屋を建て大気電気伝導度(以下電気伝導度)、空間電荷、降水電荷、気温、相対湿度、気圧、No. 2で大気電場、空地電流、No. 3で風向風速、No. 4でソーダー(音波レーダー)を使って気温の逆転層高度、及びNo. 5で大気電場、視程の測定を行なった。No. 6の地点は前記の5地点と異なり、周囲が樹林帯になっており、この樹林帯による防霧効果を見る目的で、この地点でも視程の測定を行なった。霧が発現した時には、No. 1で霧水量及び粒径分布の測定と霧粒の凝結核の化学成分分析に用いる霧粒のサンプリングを行なった。これらの観測項目のうち、空地電流と降水電荷は観測期間を通して必ずしも測器がうまく作動しなかった。また霧水量は十分な霧粒の捕捉が出来なかった為、各々正確な測定を行なうことが出来なかった。Fig. 3には海霧の侵入してくる方向のNo. 5からみた観測場所の全景が示されている。

III. 霧の分類

観測期間中、一定時間以上継続した霧が14例発現した。これらの霧は、その視程の時間変化の記録から、移流霧と放射霧に分類された。

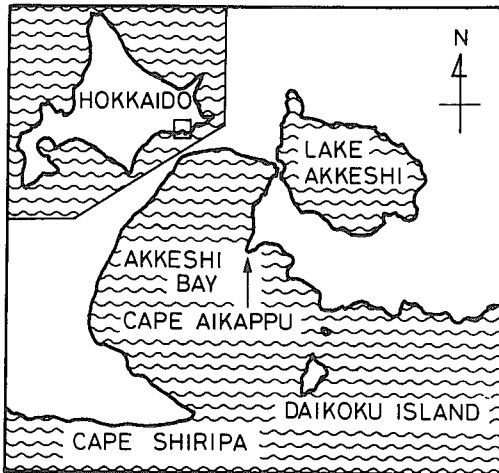


Fig. 1. Map of observation location.

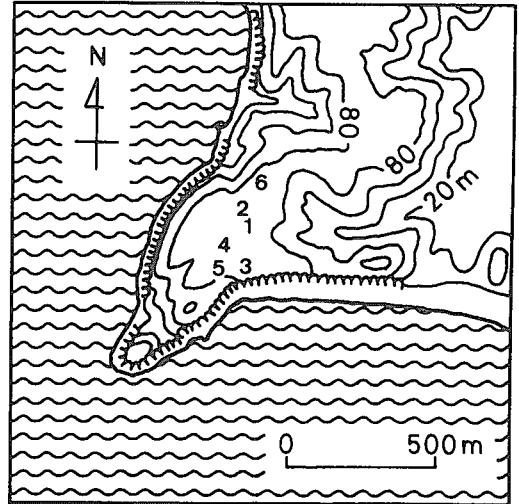


Fig. 2. Arrangements of observation equipments.

1; Observation hut, Atmospheric electrical conductivity, Space charge, Precipitation charge, Air temperature, Relative humidity, and Pressure. 2; Atmospheric electric field and Air-earth current. 3; Wind direction and velocity. 4; Sodar. 5; Atmospheric electric field and Horizontal visibility. 6; Horizontal visibility.



Fig. 3. A view around observation location seen from No. 5.

1. 移流霧

北海道東部太平洋岸に発現する海霧は、北太平洋高気圧からの暖かい湿潤な空気が比較的冷たい親潮の上を吹走する時に、下方からの冷却によって発生するといわれており、南寄りの風で沿岸から内陸に侵入してくるので、移流霧とも呼ばれている。これらの海霧は、霧の濃い部分と薄い部分が縞状あるいはブロック状になって形成されており（尾形・田村，1955），移流の先端部で

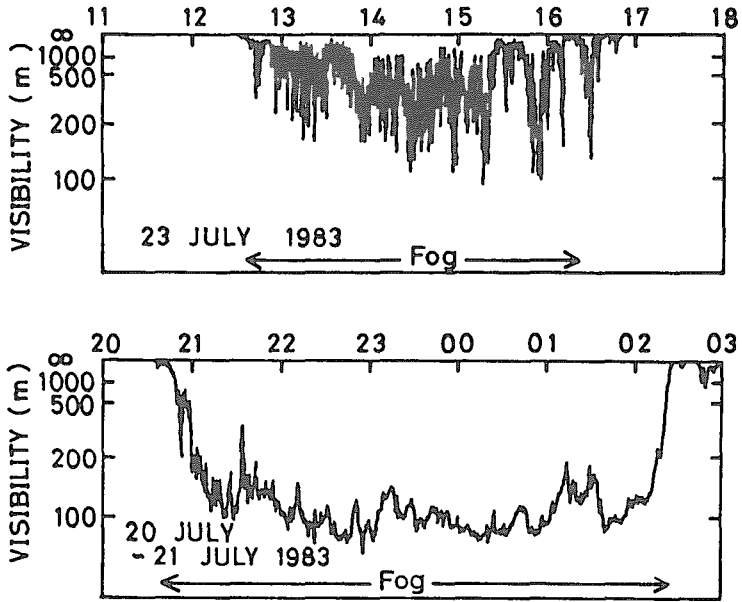


Fig. 4. Time variations of visibility. Upper ; Advection fog, Lower ; Radiation fog.



Fig. 5. Sea fog generating on the sea surface.

ある霧前線付近においては、霧は団塊状にちぎれて陸上に侵入してくることが知られている（唐津他, 1963）。この団塊状または濃淡の激しい霧が、視程計の投光器と受光器の間を短い周期で連続して横切れれば、その時記録される視程の変化は、Fig. 4 の上段の7月23日の例のように短時間に大きく変動したものになることが推測される。実際、No.5の地点において、このような視程変化を示した霧はすべて、南東～東南東の風に乗って海上から流れてきたものであることが、目視



Fig. 6. Advection fog invading from south of the observation location.



Fig. 7. Same direction as Fig. 6 except no advection fog.

観測及び風向の記録より確認された。また、No. 6の地点の視程は、この時、ほとんど変化を示さなかったことから、この霧はNo. 6の前の樹林付近で消滅したこと、また観測点一帯で放射による霧の発生もなかったことがわかる。したがって、Fig. 4の7月23日の例のような視程変化を示した霧は、海上で発生した霧が移流してきたものと考え、これらの霧を移流霧として分類した。



Fig. 8. Radiation fog generating around observation location.



Fig. 9. Same direction as Fig. 8 except no radiation fog.

2. 放射霧

放射霧は、地表面の放射冷却によって、その付近の空気が下から冷却され過飽和の状態になった結果発生する霧で、良く晴れた風の弱い夜間に発生しやすい。放射霧による視程は、霧のかかりはじめには100 m位の変動幅を示しながら低下していくが、霧が最盛期に達した段階になると、短時間に大きく変動することなく、ほぼ一定の値を保つことが、Roach et al.(1976)によって報告されている。Fig. 4の下段の7月20日～21日の例をみると、霧の時の視程はほぼ100 m前後で、21時40分頃に一時100 m位に回復したのを除けば、大きな変動はない。このような視程変化を示した霧はすべて、放射冷却の起こりやすい夜間に発現した。また、この時No. 6の地点の視程も、No. 5の地点の視程とほぼ同様な変化を示したので、観測点一帯で霧の発生があったと考えられ、このような視程変化を示した霧を放射霧と見なした。実際には、弱い南東～東南東の風が吹いている時もあり、移流霧と放射霧の性格をあわせ持った場合も考えられるが、そのような場合も含めて、Fig. 4の7月20日～21日の例のような視程変化を示した霧を、観測点一帯で発生した放射霧として分類した。Fig. 5は1983年7月23日15時頃のNo. 3から見た、海上で発生し、観測点付近に侵入しつつある海霧である。Fig. 6は観測点に侵入した移流霧の状態をNo. 1から南の方向を撮影したものであり、Fig. 7は同じ方向の移流霧のない時のものである。Fig. 8は観測点付近一帯に発生した放射霧の状態をNo. 1から北の方向を撮影したものであり、Fig. 9は同じ方向の放射霧のない時のものである。

IV. 観 測 結 果

大気電場及び電気伝導度の観測結果を、霧のない場合、移流霧の場合、放射霧の場合についてそれぞれ一例ずつ、Fig. 10, Fig. 11, Fig. 12に示した。

1. 霧のない場合

Fig. 10は1983年7月18日10時～19時におけるNo. 5の地点の大気電場と視程、No. 3の風向とNo. 1での電気伝導度を示している。霧が消散し、快晴となった11時30分以降の大気電場をみると、15時～16時にやや大きく変動を示した他は、ほぼ200 V/m前後の値になっている。15時～16時の変動は、この時間帯に上空を積雲が通過した為と思われる。したがってこの地域の晴天時における大気電場の値は、約200 V/mと見なすことができる。これは畠山・川野(1956)などに述べられている平均的な大気電場(約100 V/m)に比べると高いが、観測点が80 mの落差を持つ崖の上に位置することから、edge effectのためと思われる。次に電気伝導度をみると、霧が晴れた後は正負各々の電気伝導度とも、約 5×10^{-15} mho/m前後の値になっていることがわかる。この値は、近藤(1956)などによって述べられている地表面付近の電気伝導度(約 1×10^{-14} mho/m)の約半分であるが、この地域の晴天時の大気電場が一般的な値の約2倍であったことから考えると、妥当な値であろう。したがって、この地域の晴天時の電気伝導度の値は、正負とも約 5×10^{-15}

mho/m であると見なした。

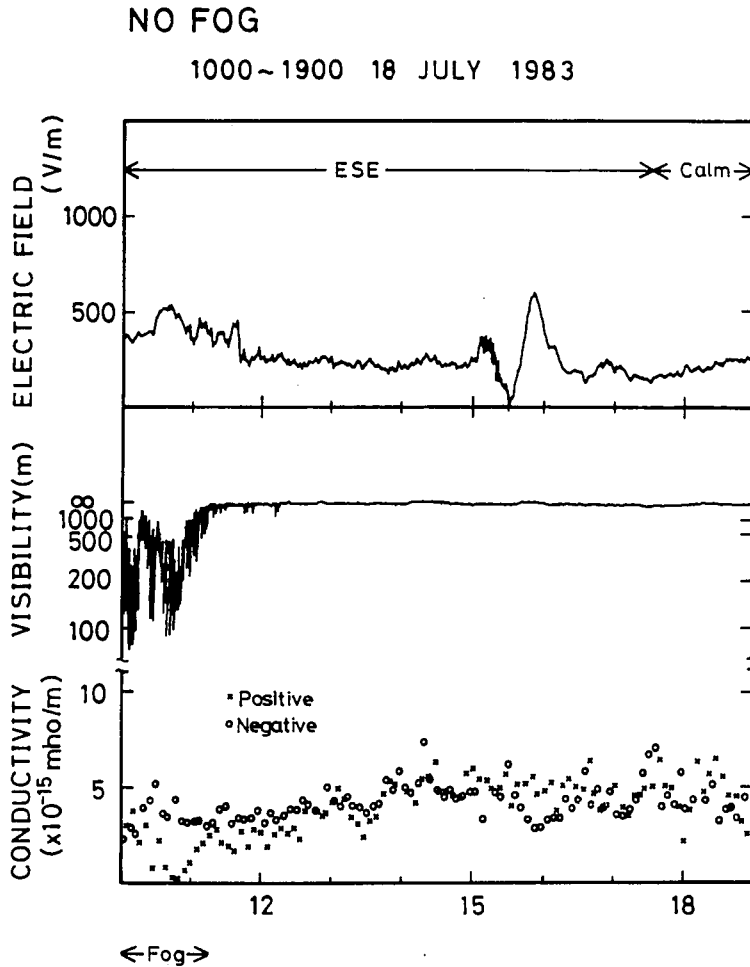


Fig. 10. Time variations of electric field, visibility and conductivity under a fair weather.

2. 移流霧の場合

Fig. 11 に、7月20日08時~17時間の移流霧の時の大気電場、電気伝導度、視程及び風向の時間変化を示す。これを見ると、移流霧の侵入時と消散時に、大気電場は正の顕著なピークを持つことがわかる。侵入時におけるピークでは、視程が下がりだす前にその極大値が出ており、一方消散時におけるピークでは、視程が回復した後にその極大値が出ている。また、霧が発現している間の大気電場は、大体100~400 V/m位であり、晴天時の大気電場と比べて、それほど大きな違いはない。次に電気伝導度に着目してみると、霧が発現している間、正負各々の電気伝導度とも減少しているのがわかる。特に正の電気伝導度の方が、負の電気伝導度に比べて減少の度合いが大きい。それぞれの値は、正が約 $1 \sim 3 \times 10^{-15}$ mho/m、負が約 $3 \sim 4 \times 10^{-15}$ mho/mで、これら

ADVECTION FOG

0700 - 1800 20 JULY 1983

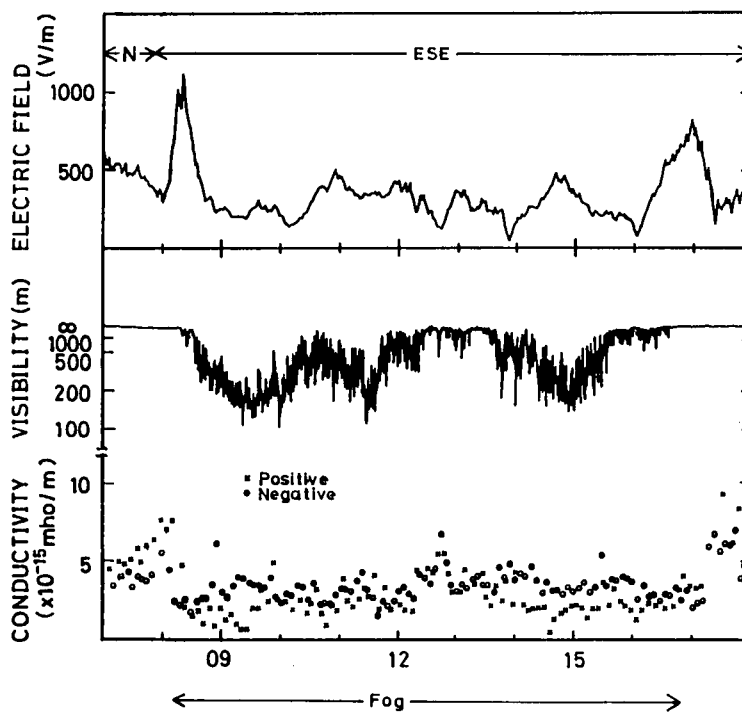


Fig. 11. Same as Fig. 10 except advection fog.

は晴天時の電気伝導度の、それぞれ $1/5 \sim 3/5$ 及び $3/5 \sim 4/5$ に相当する。また、視程が悪化すると正の電気伝導度も減少するといった傾向が見られるが、負の電気伝導度と視程との間には、特にそのような傾向は見受けられない。

3. 放射霧の場合

Fig. 12に、7月23日23時30分～7月24日09時の放射霧の大气電場、電気伝導度、視程及び風向の時間変化を示す。まず大气電場では、移流霧の時に見られたような、霧の始めと終わりに正の顕著なピークは、特に認められなかった。大气電場の値は約 $100 \sim 800$ V/m になっているが、風向の変化とともに値は大きく変化し、個々の風向の間では割合一定した値を保っている。電気伝導度に着目してみると、正の電気伝導度は霧の発現に伴って減少しているが、負の電気伝導度は必ずしも減少していない。また、大气電場と同様、電気伝導度のふるまいも、風向の変化に対応して変化していることがわかる。移流霧では、視程と正の電気伝導度との間に相関が見られたが、放射霧においては特にそのような傾向は見受けられなかった。

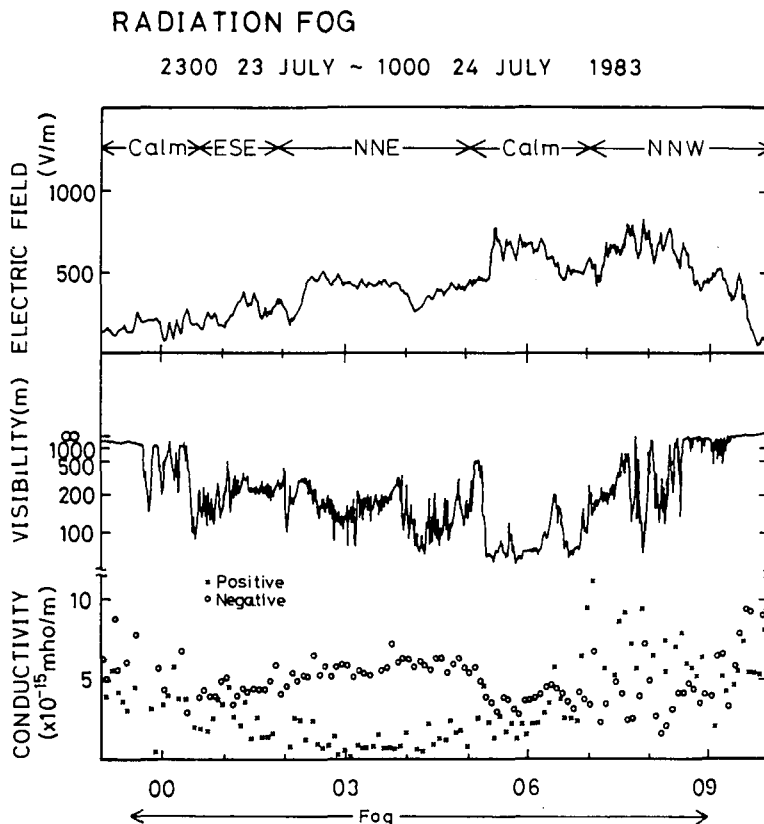


Fig. 12. Same as Fig. 10 except radiation fog.

V. 考 察

移流霧及び放射霧各々の大気電気的性質の間には、はっきりした差異のあることが観測結果より認められた。それで、まず大気電場の変動について考察してみる。

Takahashi (1973)によると、水滴は、凝結時に負の小イオンを吸収し、逆に蒸発時には正の小イオンを吸収するという実験結果が報告されている。また、Takahashi and Endoh (1983)によっても、蒸発時の水滴の荷電に関して、同様な結果が報告されている。霧の発生、消散において、凝結及び蒸発過程は不可欠なものであり、したがって上に述べたような電気的効果が、霧の大気電気的性質に影響を与えているということが予想される。

Fig. 13は移流霧の進行を模式的に画いたものである。移流霧は団塊状になって侵入してくるので、ブロック単位に簡略化した。前進する移流霧の先端部である霧前線では常に霧の消散が起こっており、Fig. 13(a)に示したように霧のブロックAは消散する。したがってこの移流霧が前進するためには、ブロックBがブロックAの位置を通り過ぎても、消散せず霧として存在する必要がある。移流霧の陸地への侵入を考えると(Fig. 13(b))、日中であれば地表面の温度の方が海面

の温度よりかなり高いので、霧前線における消散機構は強められる。したがって、霧前線が観測点を通る時、観測点一帯には著しい蒸発過程がもたらされると考えられる。しかし一度霧前線が通過してしまえば、後から観測点に入ってくるブロックB、C、D、……は消散過程がそれほど進んでいない状態にあるので、観測点一帯における蒸発過程は弱くなるはずである。結果として、移流霧の侵入時には、観測点付近の大气中にある正の小イオンは、蒸発せず霧粒に著しく

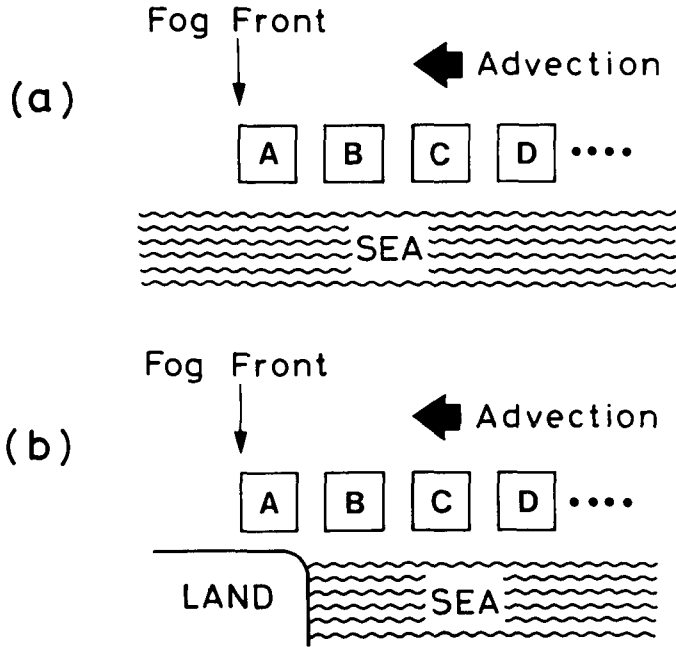


Fig. 13. Model of advection fog invading to the observation location.

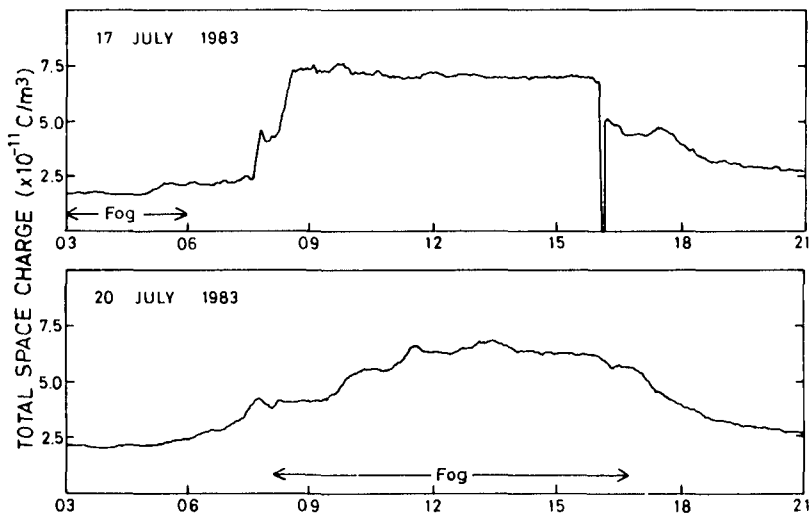


Fig. 14. Time variations of total space charge.

吸収され、正味の空間電荷は減少する。一度、霧が侵入してしまえば、霧粒による正の小イオンの吸収は弱くなり、正味の空間電荷は侵入時に比べて減少の度合いが弱くなるのが予想される。Fig. 14に、日中、移流霧が侵入した7月20日と霧の発現しなかった7月17日の空間電荷の記録を示した。これを見ると、移流霧が侵入すると、空間電荷の値が小さくなるのがわかり、霧粒が負に帯電しているのが示唆されると同時に、正の小イオンの減少がうかがえる。この空間電荷の大気電場への寄与を考えると、空間電荷の減少が大きいほど大気電場の値は正に大きくなる。このようなことから、移流霧の侵入時には大気電場は正の顕著なピークをつくり、霧の発現している間の値はそれほど大きくならないということが推測される。消散時においても、侵入時と同様、観測点一帯に著しい蒸発過程がもたらされることが考えられるので、霧の消散時の正の顕著なピークの説明もつく。

次に、Fig. 15に放射霧の発生消滅に関する模式図を示した。放射霧は移流霧と違い、観測点一帯で発生するので、大気電場には、まず凝結の効果が作用する。放射霧の発生時に、霧粒のグループAを考えると、このグループは、凝結過程により負のイオンを吸収しながら成長していく。ある程度成長するとグループAの霧粒は自然落下するが、その間に新たにグループBの霧粒が発生しており、放射霧は継続する。落下したグループAの霧粒は負の小イオンを吸収しているので、降水電流として地表面の電位を負方向に強めることが予想され、結果として大気電場が正に増加することが推測される。このようにして、放射霧の間中、霧粒が次々に発生し、自然落下していく。大気電場がある程度まで増加すると大体一定の値を保つのは、成長中の霧粒がクローン力で正の小イオンも吸収し、正の降水電流をもたらすためであると思われる。霧が発現すると正の電気伝導度が減少することからも、上に述べたようなことが予想される。消滅時になると、霧粒の最後のグループNは、自然落下せずに蒸発し、正の小イオンの吸収をもたらすが、完全に蒸発することによって、吸収した正の小イオンを結果的には観測点付近に残すことになるので、移流霧の場合のような大気電場の変動に関する強い寄与はないと考えられる。

霧における大気電場のふるまいに影響を及ぼすもう一つの要素として、霧層の厚さが考えられ

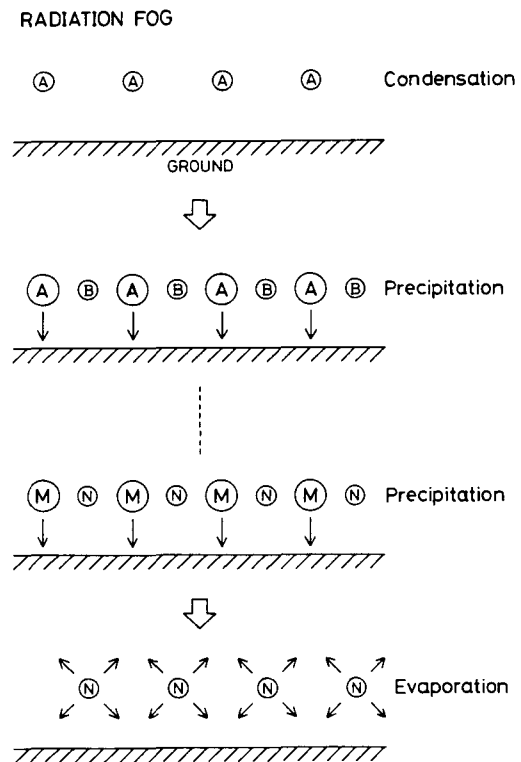


Fig. 15. Model of radiation fog generating around observation location.

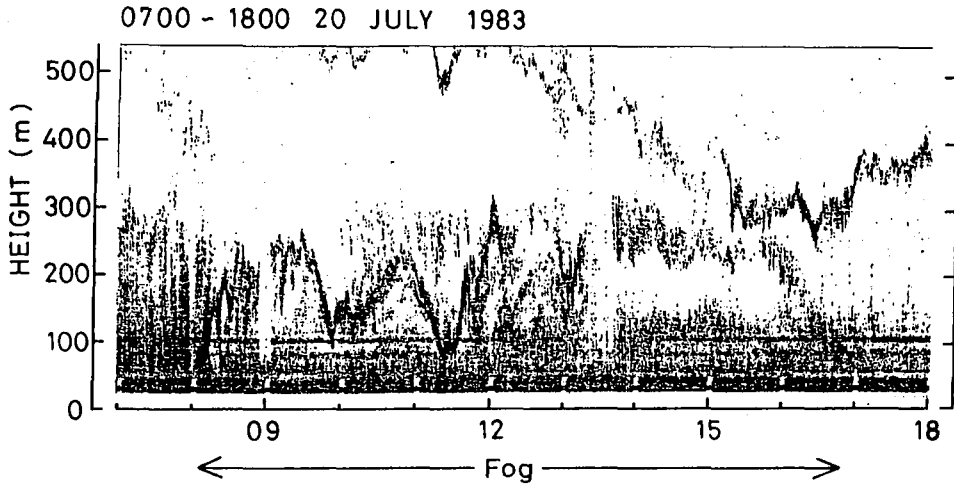


Fig. 16. Time variation of inversion layers observed by "Sodar" during advection fog.

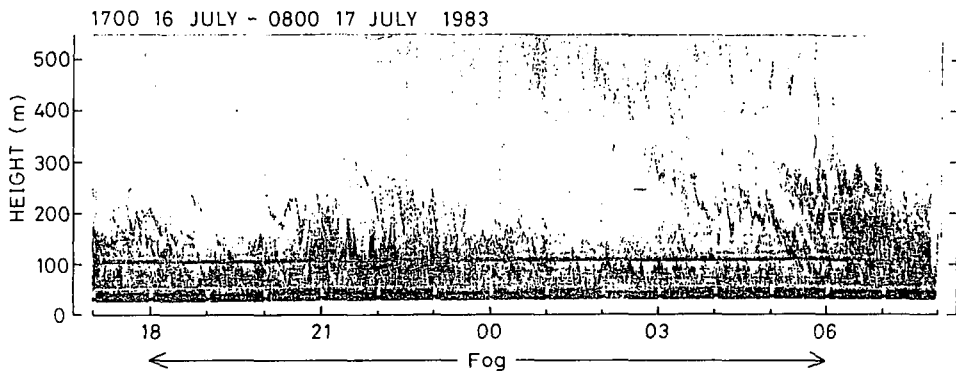


Fig. 17. Same as Fig. 16 except during radiation fog.

る。畠山・川野（1956）は、一般に霧の層が薄いと大気電場は高くなり、霧の層が厚いと大気電場は晴天時の値とそれほど変わらなくなることを述べている。

Fig. 16は、7月20日の移流霧の時のソーダー（音波レーダー）の記録を示している。これを見ると、霧が発現している間、気温の逆転層を示すエコーが、高度100～300 mの間に存在しているのがわかる。霧頂付近は、必ずといっていいほど気温の逆転層になっていることから、この霧は厚さに関して100～300 mあったと考えることが出来る。この記録と Fig. 11の大気電場の記録を比べてみると、それぞれの変動に対応性が見られるが、時間的にずれがあるところもあり、必ずしも畠山・川野（1956）が述べたような結果にはなっていない。霧の中では電気伝導度は小さくなるので、霧層が厚いと伝導電流が減少するが、その分、霧の外側で増加すると考えられる。したがって移流霧のように霧が流れてくる場合、その層が厚ければ霧の侵入時と消散時に伝導電流が増加し、結果的に大気電場が増加することが考えられる。

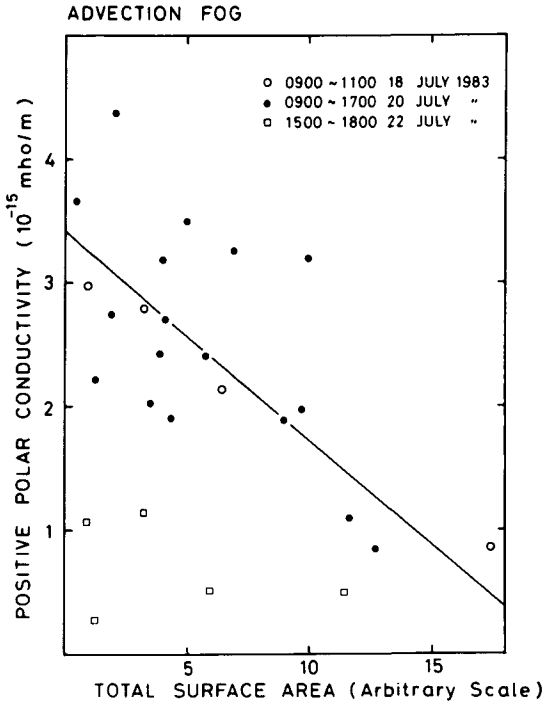


Fig. 18. Relation between positive conductivity and total surface areas of fog droplets during advection fog.

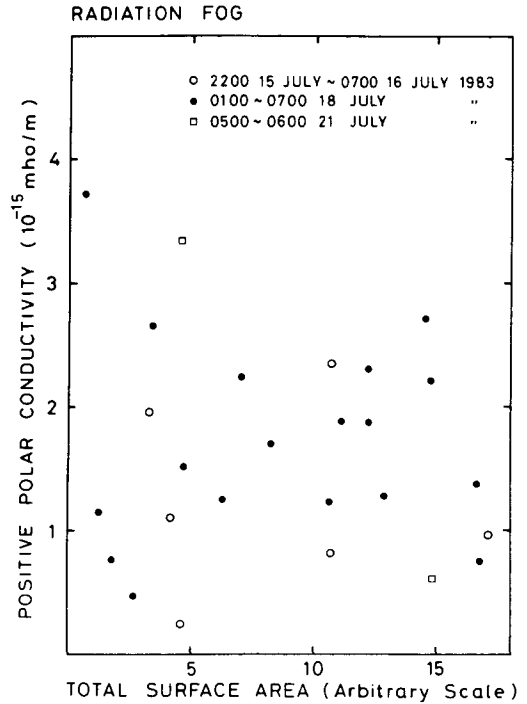


Fig. 19. Same as Fig. 18 except during radiation fog.

Fig. 17 に、7月16日～17日の放射霧の時のソーダーの記録を示した。これを見ると、霧層は16日21時～23時に200 m位に達している他はほぼ100 m弱になっており、全体的に薄く一定している。この時の大気電場は、約400～800 V/mであり、上記の7月20日の移流霧と比べれば、おおまかな意味では畠山・川野(1956)の理論と一致している。

次に、電気伝導度について考察してみる。移流霧において正の電気伝導度は、視程との間に正の相関性を持っていることが、観測結果から見出された。視程は霧水量、粒径分布、空間濃度等の雲物理的なパラメーターと密接な関係を持っていることから、正の電気伝導度とこれらの雲物理的パラメーターの間にも、何らかの関連性があることが予想される。霧粒は、Magono and Kikuchi (1961) による warm cloud particle の例と同様、負に帯電していることが、Fig. 14 に示した空間電荷の記録から推察され、大気中の小イオンが、選択的に霧粒に捕捉されることが考えられる。Fig. 18 は、単位体積の大気中に含まれる霧粒の表面積和に対して、正の電気伝導度をプロットしたものである。これを見ると、正の電気伝導度は、表面積和が大きくなると減少し、表面積和が小さくなると増加する傾向があるのがわかる。直線は、7月20日のデータに関する回帰直線で、これによると、表面積和がゼロの時、つまり霧のない時の正の電気伝導度は 3.4×10^{-15} mho/m となり、実際の晴天時の値より約 1.5×10^{-15} mho/m 低い。実際には表面積和が小さくなると捕捉率は悪くなるので、一本の直線で捕捉機構を表わすことはできない。また、蒸発効果に

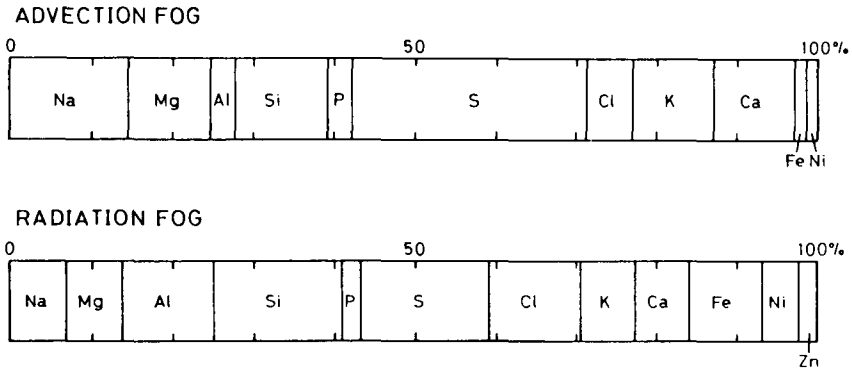


Fig. 20. Percentage frequencies of elemental compositions of the condensation nuclei of advection (upper) and radiation (lower) fogs.

よる正の小イオンの吸収もあり, Gunn(1954)が述べたような拡散による捕捉のみではないので, その捕捉機構は強いと考えられる。

一方, 放射霧においては, 正の電気伝導度と視程との間に, 特に関連性は見られなかった。Fig. 19に, 放射霧に関する Fig. 18と同様なグラフを示した。これを見ると, 正の電気伝導度と表面積和との間に, 特に比例関係は認められない。放射霧の霧粒は, 凝結過程にあるのがほとんどなので, 負の小イオンを吸収していることになるが, 負の電気伝導度は, 霧がかかっても必ずしも減少するとは限らない。このように, 放射霧における電気伝導度のふるまいについては, 拡散による捕捉や凝結効果による吸収のような, 小イオンの霧粒への付着のみでの説明は成り立たず, なんらかの形で小イオンが発生しているか, または供給されている可能性もある。

次に気塊の性質による影響をみてみよう。既に述べたように, 霧における大気電場や電気伝導度は, 風向の変化とともに, その振舞い変化している。このことから, 霧を形成している気塊の性質が, その霧の大気電氣的性質に影響を及ぼしていることも考えられる。気塊の性質を決定している要素の一つとして, その気塊がどのような凝結核からなっているかということがある。例えば, 海塩核のような吸湿性の凝結核は, 相対湿度が100%にならなくても水滴の凝結がはじまるので, 凝結—蒸発効果の大気電場への関わり方が変わってくることも予想される。

Table. 1, Table. 2に, 移流霧及び放射霧の霧粒の各凝結核に含まれていた元素組成を走査型電子顕微鏡と組み合わせたエネルギー分散形X線分析装置によって解析した結果を, また Fig. 20に, それらの割合を示した。まず移流霧(Table 1)について見ると, 燃焼生成物であるSが多く, 次いで海洋起源であるNa, Mg, Cl等といった元素が認められたが, その割合はそれ程多くはなく, 黒岩(1957)の結果と一致している。また, NaはSと一緒に含まれている場合が多いことから, 必ずしも全てが海塩成分であるとは言いきれない。このようなことから, 移流霧の凝結核は, 燃焼生成物と海洋起源のものから成っていることが多いと言える。一方, 放射霧についてみると, 移流霧に比べてSi, Alといった土壌物質が多いことがわかる。また, SがSiと同じ割合で含まれていることから, 放射霧の凝結核にも燃焼生成物がかなり含まれていることが予想される。以上

Table 1. Elemental compositions of the condensation nuclei of advection fog.

Nucleus Number	Sampling Time	Elemental Compositions
A-1	7.18 1030	Si
A-2	1030	Si
A-3	1030	Na, Mg, Cl
A-4	1056	Na, Mg, S, Cl
A-5	1056	Si
A-6	7.20 1114	S
A-7	1114	S
A-8	1114	Na, Mg, S, K, Ca
A-9	1143	Si
A-10	1212	S
A-11	1212	Na, Mg, Al, P, K
A-12	1212	Na, P, S, K
A-13	1212	S, K
A-14	1450	Na, S, K, Ca
A-15	1450	S, Ca
A-16	1450	Si
A-17	1450	Na, Mg, S, K, Ca
A-18	1450	Na, S, K
A-19	1520	S
A-20	1520	S
A-21	1520	Na, Mg, Al, S
A-22	1550	S
A-23	1550	S
A-24	7.22 1640	Si, S, Ca
A-25	1640	S
A-26	1640	S
A-27	1640	Si
A-28	1640	Na, Mg, Cl, Ca
A-29	1656	Cl
A-30	7.23 1356	S, Ca
A-31	7.25 1050	Si
A-32	1319	Fe, Ni

Table 2. Elemental compositions of the condensation nuclei of radiation fog.

Nucleus Number	Sampling Time	Elemental Compositions
R-1	7.16 0446	Si
R-2	7.18 0131	Fe, Ni
R-3	0308	Na, Mg, Al, Si, S, K
R-4	0340	Al, Si, Cl
R-5	0415	Cl, Ni
R-6	0442	S
R-7	0545	S
R-8	0545	Na, Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ee
R-9	0635	S
R-10	0714	Si
R-11	0714	S
R-12	7.20 2115	S
R-13	2145	Al, Si, Cl, Ca, Fe
R-14	2145	Na, Mg, Al, Si, Cl, K, Ca, Fe, Zn

のように、放射霧の凝結核は土壌物質と燃焼生成物から成っていることが多く、その割合は同じくらいと言えよう。

このように、移流霧と放射霧の凝結核の性質に関して違いが認められたが、サンプルの数が少なく、一つの傾向を示した程度にしか過ぎないので、今後、一つの霧に関して凝結核の元素組成の割合の時間変化を追えるような豊富なサンプリング、また、霧のかかっていない時のエアロゾルのサンプリングなどを行なう必要がある。

VI. 結 論

1983年7月15日～7月26日に、北海道釧路支庁の厚岸町アイカップ岬において、海霧の連続観測を大気電氣的要素を主体にして行なった。その結果、北海道東部太平洋岸に発現する海霧の大気電氣的環境に関して、次のような結論が得られた。

- 1) 霧がかかっている時の大気電場の時間変化は、主に凝結-蒸発効果及び霧層の厚さの変化に影響されると考えられ、移流霧と放射霧では、霧の発生及び消散過程や霧層の厚さが異なるために、大気電場の振舞に関して、それぞれ違った特徴を示すと考えられる。
- 2) 移流霧における正の電気伝導度の減少は、負に帯電した霧粒が、大気中の正の小イオンを選択的に捕捉するためと考えられる。一方、放射霧においても正の電気伝導度は減少するが、移流霧のような小イオンの捕捉機構は特に効いていないように思われる。
- 3) 霧の大気電氣的性質に関して、気塊の性質による影響も考えられ、凝結核の元素組成の解析結果より、移流霧と放射霧の凝結核の性質には違いがあることが認められたが、これらの及ぼす影響については、データを充分増やしてから議論を行なう必要がある。

謝 辞 本研究を行なうにあたり、北海道開発局土木試験所応用理化学研究室竹内政夫室長から2組の視程計を、また、北海道大学理学部付属厚岸臨海実験所緋田研爾教授からは観測について種々便宜をはかっていただいた。ここに厚く感謝の意を表します。

文 献

- 技術院研究動員会議, 1945: 千島, 北海道の霧の研究. 206 pp.
- GUNN, R., 1954: Diffusion charging of atmospheric droplets by ions, and the resulting combination coefficients. *J. Meteor.*, **11**, 339-347.
- 畠山久尚, 川野 実, 1956: 気象電気学. 地人書館, 102 pp.
- 北海道林務部, 1951: 防霧林に関する研究. 第1集, 179 pp.
- 北海道林務部, 1953: 防霧林に関する研究. 第3集, 275 pp.
- 北海道林務部, 1954: 防霧林に関する研究. 第4集, 299 pp.
- 唐津 進・増沢 昇・沢田照夫・斉藤 実・荒川正一・孫野長治, 1963: 北海道太平洋岸の霧. 気象研究ノート, **14**, 1-28.
- 近藤五郎, 1966: 地表付近の大気電気. 気象研究ノート, **16**, 491-500.

- 黒岩大助, 1957 : 電子顕微鏡による海霧の凝結核及び海洋性エアロゾルの物理的ならびに化学的性質の研究. 低温科学, **16**, 79-117.
- MAGONO, C. and K. KIKUCHI, 1961 : On the electric charge of relatively large natural cloud particles. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **39**, 258-268.
- 尾形 哲・田村義雄, 1955 : 洋上の海霧について (1). 研究時報, **7**, 633-642.
- ROACH, W. T., R. BROWN, S. J. CAUGHEY, A. J. GARLAND and C. J. READINGS, 1976 : The physics of radiation fog : I-A field study. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **102**, 313-333.
- TAKAHASHI T., 1973 : Electrification of condensing and evaporating liquid drops. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 249-255.
- TAKAHASHI, T. and T. ENDOH, 1983 : Ion-drop interaction during drop evaporation. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 463-468.
- 上田 博・八木鶴平, 1982 : 北海道釧路市における海霧の観測. 国立防災科学技術センター研究報告, **29**, 69-92.
- 八木鶴平・上田 博, 1982 : 北海道釧路市における昭和 56 年度海霧観測の概要. 国立防災科学技術センター研究速報, **45**, 18 pp.