

# 沿岸滑昇海霧の発生について\*

孫野長治\*\*

## 要旨

伊東俊明の海霧の航空写真に触発されて、1981年7月17日の釧路のポタ山に発生した沿岸滑昇海霧の発生に関する気象解析をおこなった。結果は次のようである。1. 大規模な海霧の濃淡は表面海水温の分布で決定される。2. 沿岸に幅数 km の帯状に発生する海霧は沿岸水温が極端に低いためと考えられる。3. 海霧を発生させるような下層の大気層が薄くて飽和すれすれの場合に沿岸台地に限って滑昇海霧が発生する。

## 1. はじめに

北海道太平洋沿岸の海霧は沖合よりも沿岸の方が濃いといわれている。また1944年におこなわれた研究動員会議の千島・北海道の海霧の総合観測(1945)でも海霧が汀に平行な波状に分布している様子が繫留気球から観測され、その発生機構の解明が課題とされてきた。

また1981、1982年に釧路周辺でおこなわれた海霧の特別観測の打合せの委員会でも上記の海霧の性質が問題とされた。筆者は同観測で特別な観測任務を分担したわけではないが、たまたま沿岸滑昇海霧の発生に関連する、2、3の写真が得られたので、当時の気象資料を勘案して解析した結果を報告したい。

## 2. 大規模な海霧の発生

海霧は沖合で下層大気が寒流で冷却されて発生し、それが陸地に移流してくるのが通常われわれの観測する北海道太平洋沿岸の夏季の海霧であるとされている。したがって暖い陸地に上陸する時点から消散が始まるわけで、沿岸に近づくにつれて濃くなるというのは一見不思議に思われる。そこで先ず一般的な大規模の海霧とその発生機構にふれてみたい。

第1図は1978年5月16日の千島・北海道および東北地方にわたる大規模な海霧の分布を示す気象衛星「ひまわ

り」の写真の1つである。陰影を施していない部分が海霧であるが、千島列島の太平洋側・北海道の太平洋側から遠く千葉県沖まで分布しているのがわかる。特に霧の分布域の中央部が却ってうすくて、その西側の部分では沿岸に近づくほど濃くなっている点に注目されたい。また分布の周辺に着目すると、千島列島では島と島の間でオホーツク海側にはみ出し、北海道では根釧原野・十勝平野や勇払原野のような低地をえらんで内陸に侵入し、宮城県では北上川の河口から河沿いに岩手県内部まで北上しているのがわかる。海霧は下層大気が冷却されて発生するのであるから低地をえらんで上陸するのは当然と考えられるが、何故海霧の分布域の中央がうすく、その西側が濃いのであろうか。そこで天気図と表面海水温の分布を調べてみた。

北海道では夏季、太平洋側に高気圧のある時(したがって南よりの風も卓越)に海霧が発生するとされている。第2図は気象衛星写真と同時刻の地上天気図であるが、千島列島の南側から本州にかけて長大な帯状の高気圧がはり出しており、また千島・北海道・本州の東岸では確かに霧が観測されているので通説のとおりである。しかしこれだけでは何故沿岸の海霧が濃いかという点は理解できない。

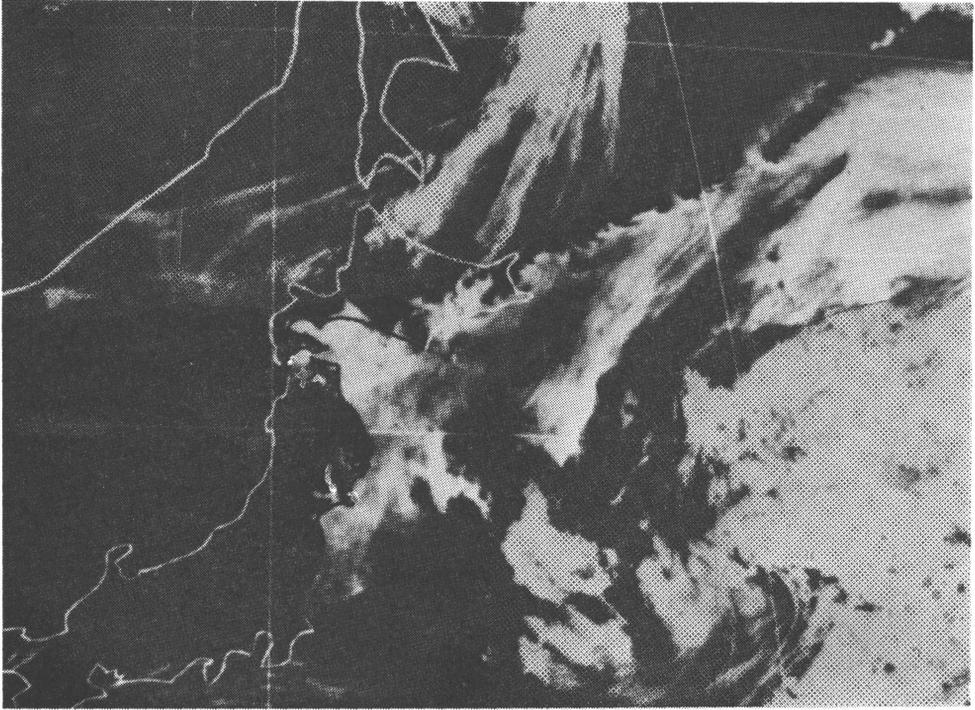
半日おけているが第3図に示す当日の850ミリバールの等温線を見ると、かなり高温の大気が前記の高気圧帯の北側にそって本州・北海道南方から千島列島に流れていたことが想像され、暖い海洋性の大気が冷却されて海霧の発生する事情がよく表現されているように思われる。

\* On the formation of upgliding coastal sea fog.

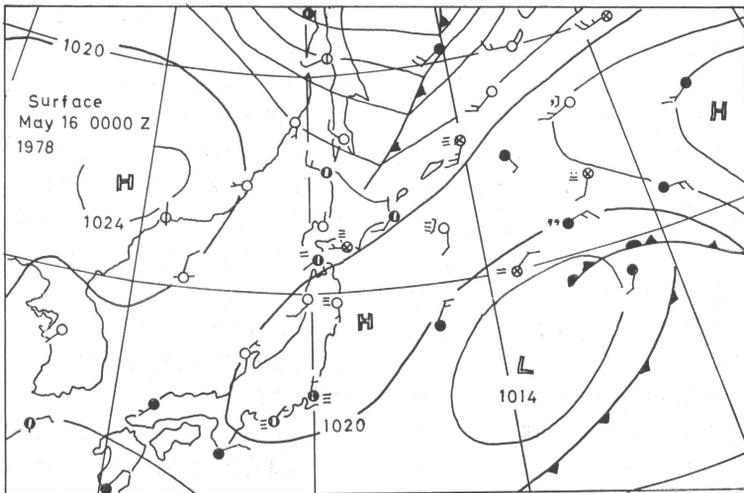
\*\* Choji Magono, 日本気象協会北海道本部.

——1984年2月9日受領——

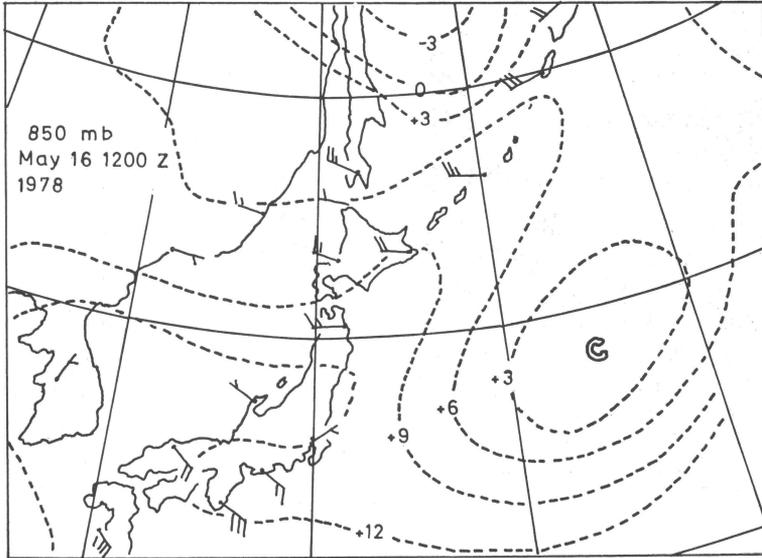
——1985年7月4日受理——



第1図 千島・北海道・東北地方にわたる大規模な海霧の気象衛星写真  
(陰影をほどこした部分は通常の雲) Vis. 00 Z, May 16, 1978.



第2図 第1図の海霧分布に対応する地上天気図.



第3図 第1図の海霧分布に対応する 850 mb 天気図.

最後に表面海水温の分布と比較してみよう. 第4図は5月16日をふくむ旬平均表面海水温の分布を示すが, この分布から親潮寒流がサハリン東方の海水域から南下して北海道の太平洋岸を迂回して千葉県南方にまで達していることが想像される. とくに陸地に近いほど低温な点に注意されたい. また千島列島の南側にも幅広い低温海域のあることもわかる. 第1図の海霧分布と第4図の低温海域とはほとんど一致し, また第2, 3図と比べてわかるように両者が暖い高気圧帯の分布とも大体一致している.

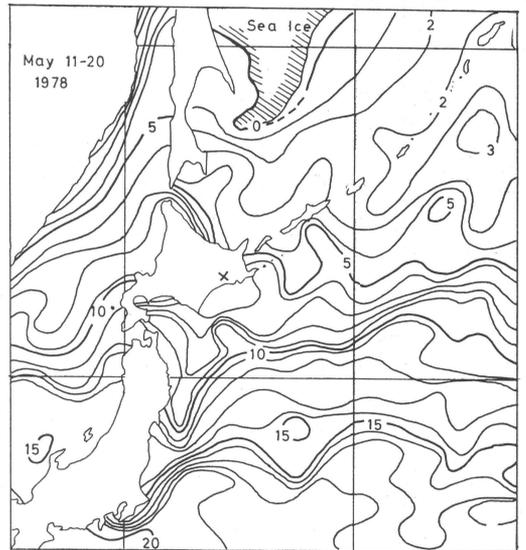
一般に気圧分布は日によって変わるが, 空間的には高気圧内の大気温度には一様性がある. したがってより小規模な海霧の分布の変化は海水温分布と風向で決定されるであろう. 上記の性質を要約すれば, 判りきったことではあるが次のようになるであろう.

イ. 海霧は高気圧下で発生しやすい (大気が安定で風速も弱いことに相当)

ロ. 海上の大気が暖いほど (したがって多湿) 発生しやすい.

ハ. 表面海水温が低いほど発生しやすい.

上述の条件に加えて海霧は高気圧下の発散流にしたがって上陸する際に, 安定層で霧頂を抑えられているのであたかも水のように低い地域をえらんで侵入する性質のあることを考えれば, 第1図に示されるような巨視的な海霧の分布は大よそ理解されるであろう. しかしわれわ

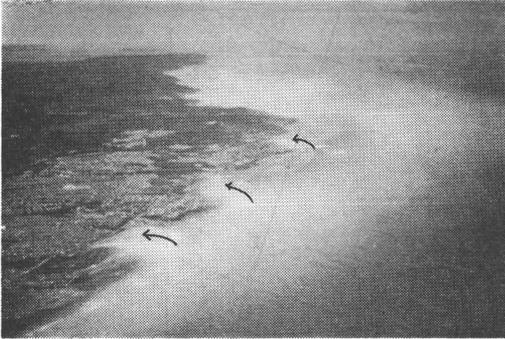


第4図 第1図の海霧分布に対応する旬平均表面海水温分布 (°C) (×印は釧路).

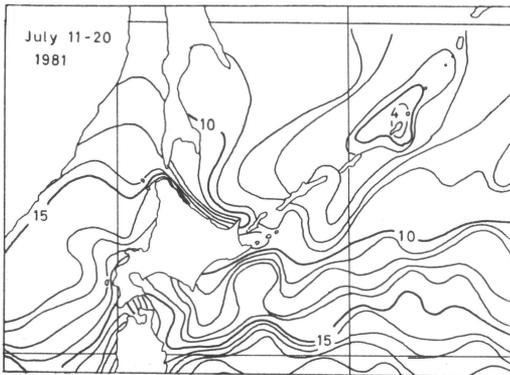
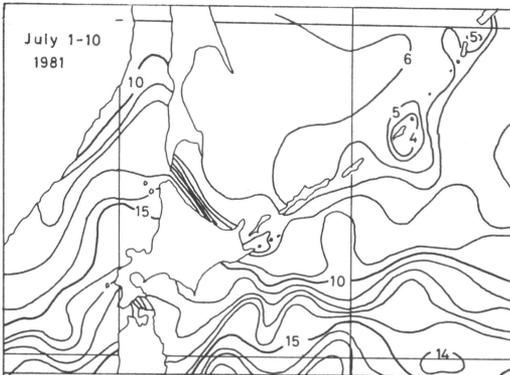
れが沿岸で実際に観測する海霧の発生や侵入の様子は, これだけでは理解できない.

### 3. 沿岸海霧の発生

柳沢等 (1983) のミリ波レーダー観測によれば海霧の来襲するパターンに2つの型がある. 1つは遙か沖合か



第5図 釧路東部の沿岸霧と台地に発生した滑昇海霧(矢印)の航空写真, 1981年7月9日午前11時, (伊東氏の好意による)。



第6図 上: 第5図の沿岸霧と滑昇海霧に対応する表面海水温分布。  
下: 第8図の滑昇海霧に対応する表面海水温分布。

ら塊状のエコーが次々と近づくものと、沿岸に常時幅数 km の帯状にへばりつくものである。彼等は仮に前者を海霧、後者を沿岸海霧と呼んでいる。

第5図は、われわれの観測期間の10日ほど前、伊東(1981)が撮影した釧路東部の沿岸海霧の航空写真である。海岸沿いに幅数 km の帯状に分布した沿岸海霧が白くみえる。なおよく注意してみると図中の3本の矢印のように台地の部分だけに霧が発生して台地を乗り越えようとしているのがよく判る。この台地上の霧は一般的な沿岸海霧とは明瞭に区別されるので、全く別の機構で発生したことを暗示している。

この旬の平均表面海水温の分布を第6図の上図に示してあるが、釧路沿岸の水温の水平傾度は第4図と比較して大きいことがわかるであろう。このことは海岸近くの水温が沖合に比べて極端に低かったことを表している。したがって第5図の一般的な沿岸海霧の帯は海岸近くの冷水により生じたものと考えるのが妥当であろう。言い換えれば飽和すれすれの海上の大気が沿岸に来て初めて霧を発生させたわけである。また沿岸台地にだけ発生した霧は台地を滑昇する際の断熱冷却によるものであろう。

これまで大気が陸地に近づくにしたがい緩やかに滑昇して沿岸海霧が発生すると予測もあるが、第5図の写真は滑昇海霧の発生は一部の台地を急激に滑昇する時に限られることを示している。

#### 4. 沿岸滑昇海霧の発生

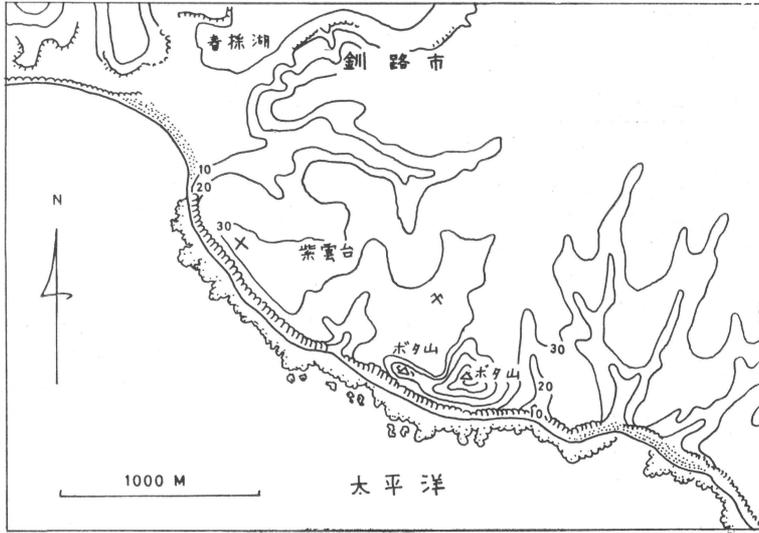
前に述べた海霧の特別観測のレーダーサイトは釧路市の紫雲台(第7図の×印)に設けられた。たまたま1981年7月17日の正午前に、ここからESE方向約1000mにある太平洋炭鉱のボタ山の鞍部だけに第8図にみられるような霧が発生した。これは明らかに海上からおし寄せた大気の滑昇により発生したものと思われたので、確認のために気象解析を試みた。

第9図に滑昇海霧の発現時前後の紫雲台における風向・風速・気温( $T_a$ )・露点( $T_d$ )を上から順に示す。水平破線は霧の発現時間帯を表す。当日午前10時すぎまで霧頂100mくらいの低い霧が断続的に来襲したが10時20分から晴れた。10時50分ごろからボタ山にだけ霧のかかっているのが見られたが11時40分ごろすべて消散した。第8図の撮影は11時30分ごろである。

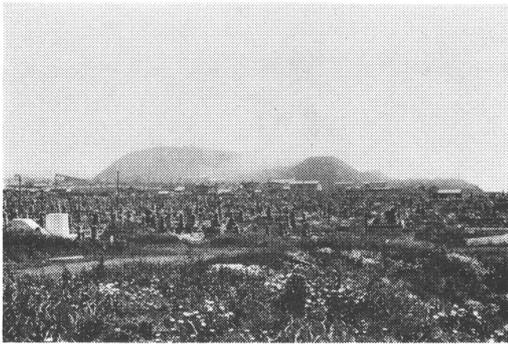
第9図に見られるように滑昇海霧の発現時前後を通じて風向は大体SEに一定していた。

風向は4~6 m/sくらいで霧の発生時に2~4 m/sとやや弱くなっているが、風が弱くなったために滑昇霧が発生したわけではないであろう。

霧を発生させた気塊の風速がたまたま小さかっただけ



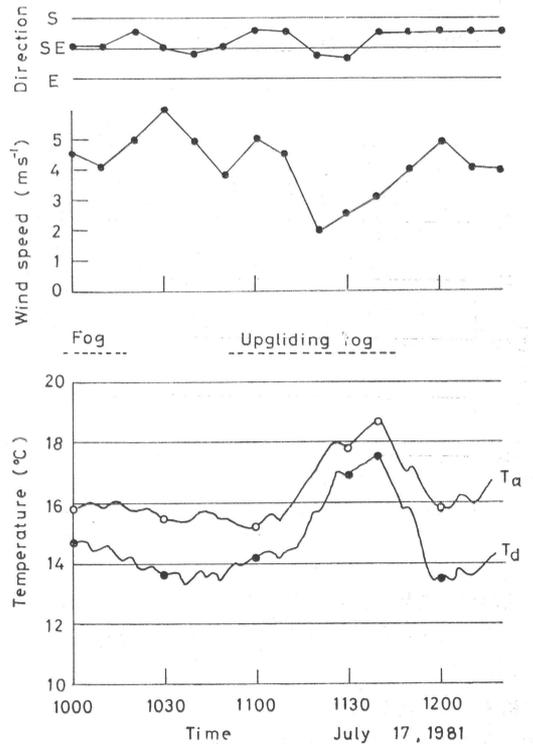
第7図 観測点 (×印) および滑昇海霧のかかったボタ山の地形図。



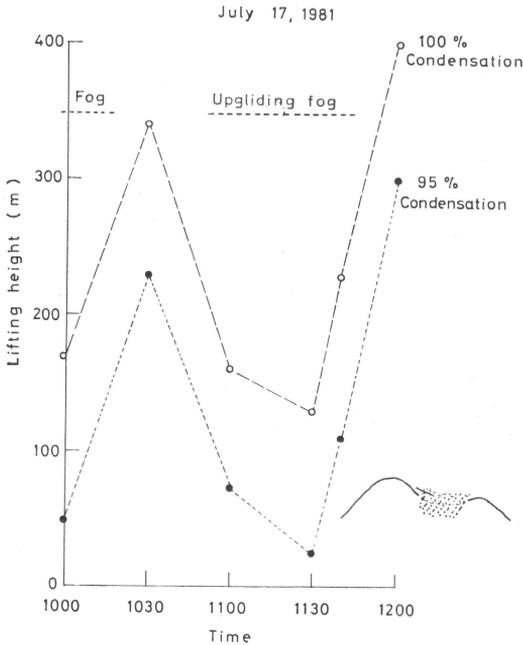
第8図 ボタ山の鞍部に発生した滑昇海霧, 1981年7月17日午前11時。

のことであろう。滑昇霧の時間帯で気温が $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 急昇し、また露点が気温に近づいているのがわかる。このことは常時 SE 方向から未飽和の大气がおしよせていたが、この時間帯だけより高温・多湿であったことを示すものである。ボタ山の列は海岸線に平行で東西方向にのびているので、南よりの風がボタ山に斜めに $2\sim 4\text{m/s}$ の速度で吹きよせたことになる。列に直角な成分をとりボタ山の斜面の仰角を $30^{\circ}$ とすれば $0.7\sim 1.4\text{m/s}$ の上昇速度になる。なおこの時の沿岸表面水温は $10^{\circ}\text{C}$ であった。

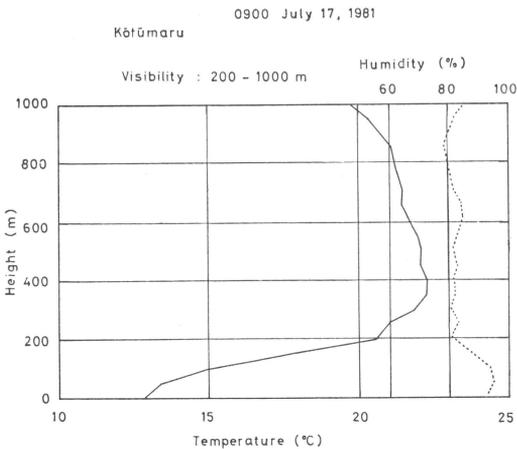
滑昇海霧の発生機構を確認するために第9図に示したような大気が紫雲台の海拔高度30mから何m上昇すれば



第9図 滑昇海霧発生時の風向・風速・気温および露点の時間変化。



第10図 滑昇海霧発生時の持上げ凝結高度。



第11図 滑昇海霧発生時の沖合 7 km における気温と湿度の垂直分布 (高風丸による)。

凝結するかを計算してみた結果を第 10 図の白丸印で示す。縦軸は海拔30mからの持上げ凝結高度で、ボタ山の比高を図の右下端に記してある。予想に反しボタ山の高さでは凝結しない。

ここで考えられることは、海霧の発生には大気が必ず

しも相対湿度が 100% になることを必要としないのではないかということである。Kuroiwa (1953) は近くの厚岸海岸で直径 1~2 μm の海塩核粒子を観測しており重量にして 10<sup>-11</sup>~10<sup>-12</sup> g 程度であった。この程度の海塩核粒子ならば95%前後で霧粒子になる筈である (Mason, 1974)。そこで95%で凝結が始まるものとして凝結高度を計算しなおしてみると、第10図の黒丸印のようになり11時~11時30分の時間帯ではボタ山の高度で容易に霧の発生することがわかる。なお、当日、高風丸が釧路沖合 7 km の海上で第11図に示すように湿度95%前後で視程 200~1000m の海霧を報告している。

海霧をもたらすような大気層が十分な厚さと湿度を持っておれば、滑昇効果に加わっても問題にならないし気付かれもしないであろう。第11図の気温と湿度の垂直分布から推定されるように、この日の大気の下層の冷却層の厚さは約 200m この下の多湿層の厚さは 100m 前後であり、湿度も 100% に達していなかった。このように湿度が飽和すれすれの薄い冷却層が台地を滑昇するという限られた条件下で沿岸滑昇海霧が発生するのであろう。

むすび

大規模な海霧でも陸地に近づくほど濃いものが観測された。表面海水温分布と比較して、これは陸地に近いほど海水温が低いからであり、ことに沿岸水温が極端に低い場合には沿岸に数 km の幅の帯状の沿岸海霧となる。

沿岸台地にだけ海霧の発生する場合も観測された。これは飽和すれすれの薄い下層冷却層が台地上昇するためと考えられる。

謝 辞

沿岸滑昇海霧の航空写真の使用を許可された釧路の伊東俊明氏に深く感謝する。この写真に触発されることになければ解析を始める気にはならなかったであろう。また解析に必要な気象資料は気象研究所の沢井哲滋氏から提供された。記して謝意を表する次第である。

文 献

伊東俊明, 1981 : NHK で放映。  
 研究動員会議, 1945 : 千島・北海道の霧の研究, 陸軍気象部, 206頁。  
 柳沢善次, 石原正二, 神谷吉紀, 1983 : ミリ波レーダによる海霧の観測 (IV), 1983年春季大会講演予稿集, 43, 216。

(以下 510 頁へ続く)

近にできた雲、とタイプⅣとした雲、中層の温度逆転層付近の雲は、大気条件とのうまい対応はつかなかったが、Ⅲは必ずしも冬に多くはなく、夏にも見られ、Ⅳは季節に関係なく出現した。

高気圧下での雪については加藤 (1978) などによって $\delta^{18}\text{O}$ の分析から述べられているが、次に、高気圧下での雲の形成について考えた。沈降によってできる安定層内、地表面近くの安定層内にできる雲があるが、これらの原因として、雲の上面の放射冷却や雪面からの放射冷却のためと考えられるケースが見いだされた。

#### 4. 衛星から見た南極の雲

山内 恭 (国立極地研究所)

衛星による雲観測は、結果が研究としてどれだけ窮められているかは別として、実に広範囲に利用されている。さらに、「雲-気候」の議論に耐え得るデータを作る努力が続けられている (例: ISCCP)。極域における衛星観測も、地上観測が少いことから特に期待は大きい。雲情報に関しては、雪氷面との識別の困難から、まだ余り多くの仕事はなされていない。

南極域での衛星雲観測から調べられるべき興味ある重要な課題の一つは「雲-雪氷圏相互作用」である。最少

期と最大期で 1,000 km 以上もの季節変化をする南極海水縁。その氷縁の張出しが擾乱の活動度とどういう関係があるか。氷縁付近に雲が存在し易く、それが「ice-albedo feedback」を弱めるか。雲は内陸のどこまで侵入し、氷床の涵養に寄与するか、等々。初期の NOAA 衛星のモザイク写真を利用した仕事があるが (Carlton, 1981 等)。まだ結論は明確ではない。衛星画像を詳細に調べると、冬期の広大な海水域の中に、実に多くの開水面の存在が認められ、単に氷縁のみの議論では不十分であると類推される。

南極昭和基地では、1980 年以來 TIROS/NOAA 衛星の高密度データの受信が続けられている。その中の画像データ (AVHRR) から雲や海水分布の解析を行うことを目指しているが、現在はいかに雲の識別を行うか、処理方法の検討の段階である。低気圧に伴う背の高い雲は、雪面温度ともコントラストがあるのでよく分り、擾乱がかなりの内陸まで侵入することがあるのが見られる。しかし、低い層状の雲は、雪面との温度 (アルベードも) コントラストが低く、多波長の組合せを行っても見分けにくい。今後、早急に雲の識別方法を確立し、南極の「雲気候学」を調べ得る資料を提供したい。

## 第 8 回極域気水圏シンポジウムのお知らせ

南極域においては、現在第26次観測隊によって南極中層大気総合観測 (MAP)、東クィーンモードランド雪氷研究計画が実施されております。また、国内においては極域気水圏計画 (POLEX-South) の結果の解析や南極気候研究計画の検討などが行われております。つきましては、極域における気象学、雪氷学に関連する研究成果と今後の研究の展望について議論すべく、下記によりシンポジウムを開催することになりました。ふるって御参

加下さい。

記

日 時: 昭和60年12月11日 (水)~13日 (金)

場 所: 国立極地研究所, 講堂

連絡先: 国立極地研究所気水圏シンポジウム係 (藤井理行)

〒173 東京都板橋区加賀1-9-10

TEL 03 (962) 4711 (内線 452)

(496 頁より続く)

Kuroiwa, D., 1953: Electron-microscope study of atmospheric condensation nuclei, Study on Fogs.

北大低温科学研究所, タンネ貿易株式会社, 札

幌, 349-382.

Mason, B.J., 1971: The physics of clouds, Clarendon Press, Oxford. pp. 671.