

三沢飛行場に霧が侵入する際の気温の鉛直分布と時間変化について*

遠峰菊郎・坂井米雄・阿部成雄
道本光一郎・平山力**

要旨

1980から86年の間の三沢飛行場における航空気象観測資料と、東北区水産研究所八戸支所において測定されている海水温を統計することにより、飛行場における霧の侵入について調べる。又1986年においては、飛行場内における高さ20mのレーダータワーに熱電対を配置し、気温の鉛直分布と時間変化を詳しく調べる。その結果、三沢飛行場において霧が発現する前に雲底が低い雲が通常観測されており、この霧は雲頂から冷やされて形成される逆転霧であることが推測される。なお、この雲底が低い雲は、当初海霧であったものが下層のみ解消され上層が残されたものであると一般的に考えられている。

又、雲底が低い雲が観測されてすぐに霧が発現する場合は、霧発現直前に気温が下がり、発現後に上がる。

1. はじめに

青森県三沢飛行場を運用する際、霧は大きな妨げとなっている。この霧は寒流である親潮上で形成された移流霧が、三沢飛行場において卓越する東風により海霧として陸上に運ばれてきているものと考えられているが、詳しい調査はまだ行われていない。

我国における霧の調査は主に北海道と瀬戸内海周辺において行われており、ミリ波レーダーを用いた観測(柳沢, 石原, 沢井: 1986)によれば、時間変化の少ないエコーが海岸から海上4km付近まで分布している沿岸霧と、海上を移動する霧雨を伴うような海霧の2つの型が存在することが見付けられており、海霧侵入のメカニズムもかなり複雑であることが予想される。

しかし我々は、三沢飛行場における海霧侵入のモデルとして次に示すような比較的単純なものを考え、観測を行った。すなわち、

1) 海霧は海上の冷水塊上で発生し、三沢付近で卓越する東風に乗って移動する。

2) 地表が暖かい日中においては、霧は下層から解消され雲底が低い層雲として残ることが多い。

3) 夜間に地表が冷え解消作用が止まると、霧は侵入する。

これらの仮説に基づいて霧の侵入を理解するために、又これらの仮説の妥当性を検証するために、1980から1986年までの航空気象観測資料と東北区水産研究所八戸支所において測定されている海水温を統計し、三沢飛行場における霧の概況を調べる。又上の仮説2), 3)によれば、地表面付近における気温の鉛直分布が霧の侵入に際して重要であろうと考えられるので、これを測定するために1986年においては高さ20mのレーダータワーに熱電対を設置した。又、飛行場における草地の地表面付近の気温の代表性を確認するために、一度だけヘリコプターに赤外放射温度計を搭載し、飛行場周辺の地表面温度分布を観測した。

2. 三沢飛行場における地勢と概況

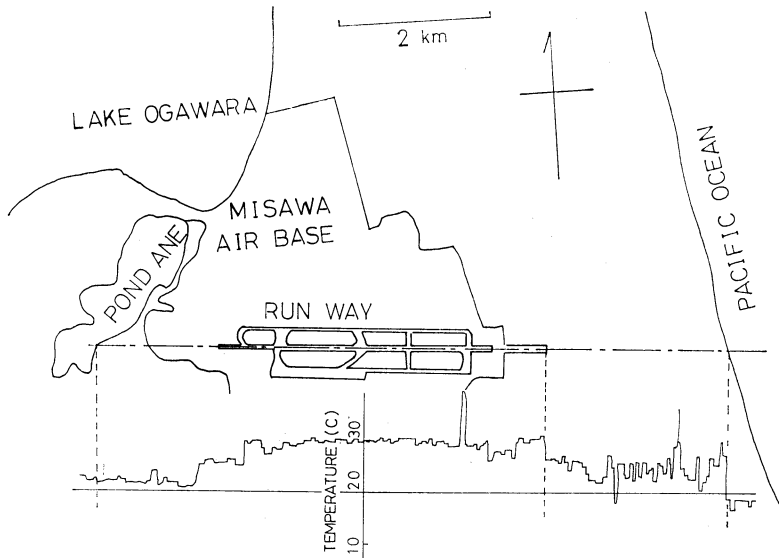
第1図に三沢飛行場周辺の地勢を示す。ランウェイは100 deg と 280 deg 方向を向いており、その長さは凡そ3 km である。海岸線はほぼ南北に延びており、飛行場

* Vertical profiles and evolutions of temperature when Misawa air base is in a fog.

** Kikuro Tomine, Yoneo Sakai, Shigeo Abe, Kouichiro Michimoto, Chikara Hirayama, 防衛大学校。

—1987年4月13日受領—

—1987年12月3日受理—

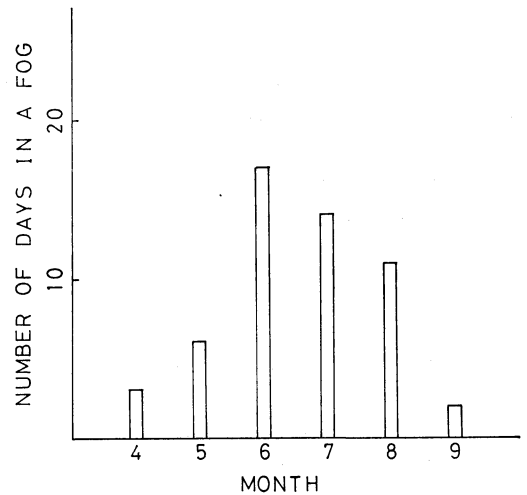


第1図 飛行場周辺の地勢と1986年8月9日09 JSTにおける地表面温度の水平分布。

はこれから 3 km しか離れていない。東に太平洋を望み、北西及び西側には小川原湖、姉沼があり、又、周囲には水田が多く、この季節には水が張ってある。その他はほとんど林に占められており、飛行場の南側にのみ市街がある。図中下部に、ヘリコプターに搭載された赤外放射温度計により測定された地表面温度分布を示す。これは1986年8月9日09 JSTに観測されたものであり、飛行経路は図中一点鎖線により示されている。天候は快晴であり、飛行高度は10mである。海水とランウェイの表面温度はそれぞれ18.5℃と30.0℃を示し、この時刻においてすでに大きい差が見られる。水産研究所における観測によれば、この日の海水温は18.6℃であり、上の観測結果とほぼ一致する。ランウェイ以外では、その左側における裸地及び草地の地表面温度が約26℃と若干高めであるが、その他の水田、林はそれぞれ24℃と21℃程度の表面温度を示している。この地表面温度の水平分布については後に述べる。

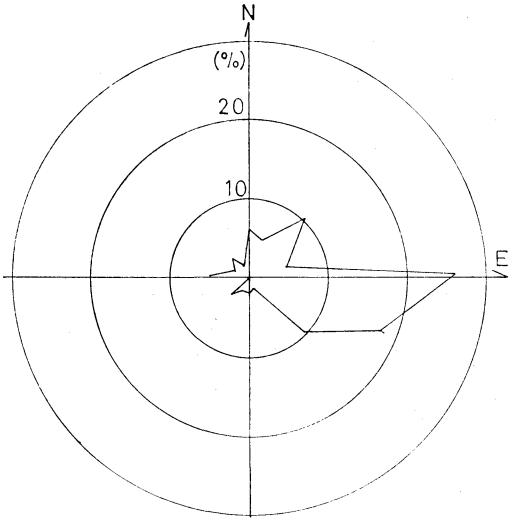
三沢飛行場における1980～1986年における月別平均霧日数を第2図に示す。このように5月から8月にかけて霧が発生することが多いので、5月16日から8月15日の間に発生した霧についてのみ調べることとする。

霧が東風に乗って侵入してくるといふ仮説1)を調べるために、ここでは卓越視程が1 km 未満である状態を

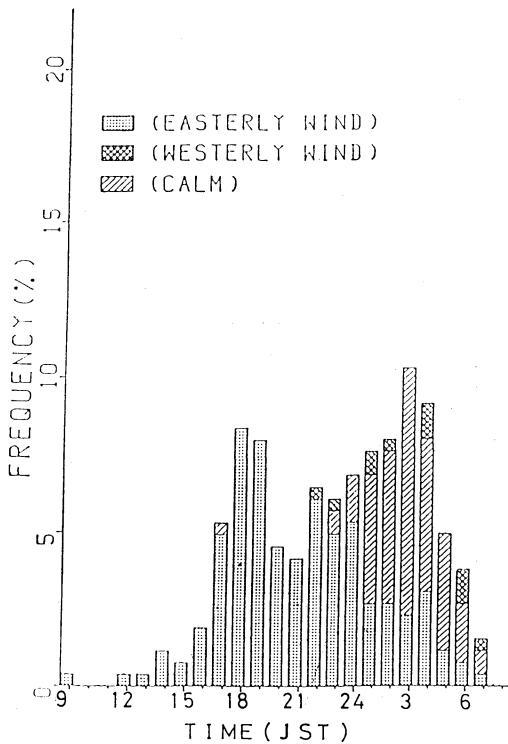


第2図 三沢飛行場における月別平均霧日数。

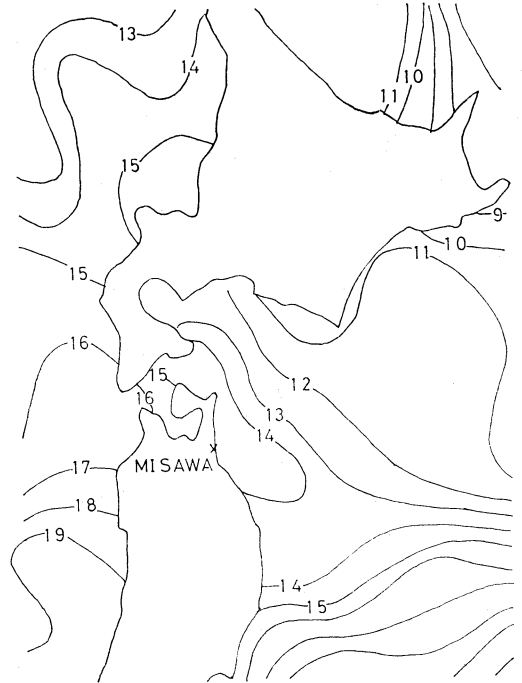
霧が発現した状態であると定義し、霧発現時におけるウインドローズを第3図に示す。この時、確かに東風が卓越していることが分かる。ただし、この季節における通常の三沢のウインドローズを見ても、ほぼ第3図と同様であり、やはり東風が卓越している。故にこの東風の卓越は霧が発現する時の特徴なのか、それとも三沢の地域



第3図 霧発現時における風配図。



第4図 時刻別霧発現頻度。東風 (■), 静穏 (▨), 西風 (▩)



第5図 1986年6月下旬における、三沢周辺の海水温分布。

特性なのかこれだけでは分らない。風向に対する霧発現率の依存性をつぎのようにして調べる。後に述べるように、三沢では霧が発現する前に通常雲低が低い層雲が観測されるので、雲底が1,000フィート以下の層雲の雲量が5/8以上観測されている場合のみを考え、湿数が1C以下の間の卓越風向により東風(0~170 deg)と西風(180~350 deg)に分け、それぞれの霧発現率を求める。その結果、発現率は東風で80.2% (69例)、西風で78.6% (11例)であり、霧発現率の風向による相異はほとんどないことが分かった。

北海道における海霧の調査結果と比較するために、時刻別の霧発現頻度分布を第4図に示す。これによれば、霧発現頻度の極大値は夕刻(18 JST)及び早朝(03 JST)に存在し、夕刻には東風(■),早朝にはカーム(▨)が卓越する場合が多い。又早朝には、西風(▩)が卓越する場合も観測される。ここでカームは風速が2kt以下のものと定義する。このように、霧発現頻度の極大値が1日1回観測され、又、日中にはほとんど発現しないのは、増沢(1963)により報告されている苫小牧における発現状況と同様である。彼等によればこのような霧発

現状が観測されるのは、苫小牧が冷水塊から少し離れたところに位置するからであると述べられている。又、冷水塊から近い広尾における霧発現頻度は、一日中ほとんど変化していないことが示されている。

そこで、三沢付近における海水温度分布を第5図に示す。三沢沿岸における海水温も、沖合のものよりもわずかに高いことが認められる。この海水温分布は1986年6月下旬の例であるが、この時期には津軽暖流の影響により、三沢沿岸の海水温は沖合より高くなることが多い。

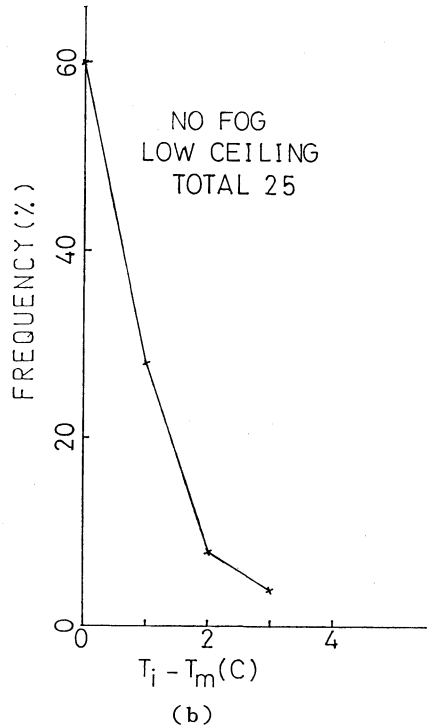
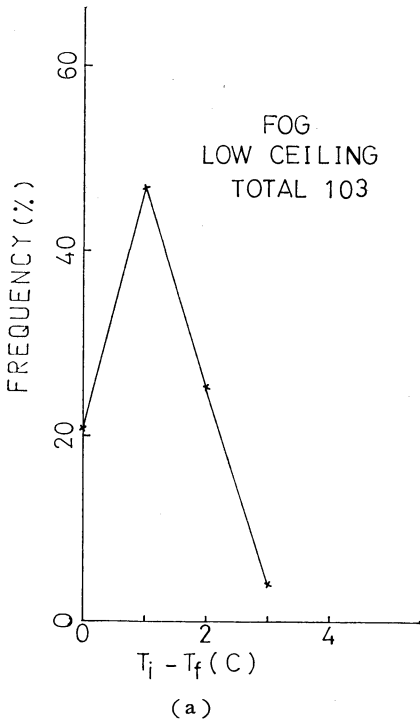
3. 雲底が低い層雲と霧発現時刻の予測

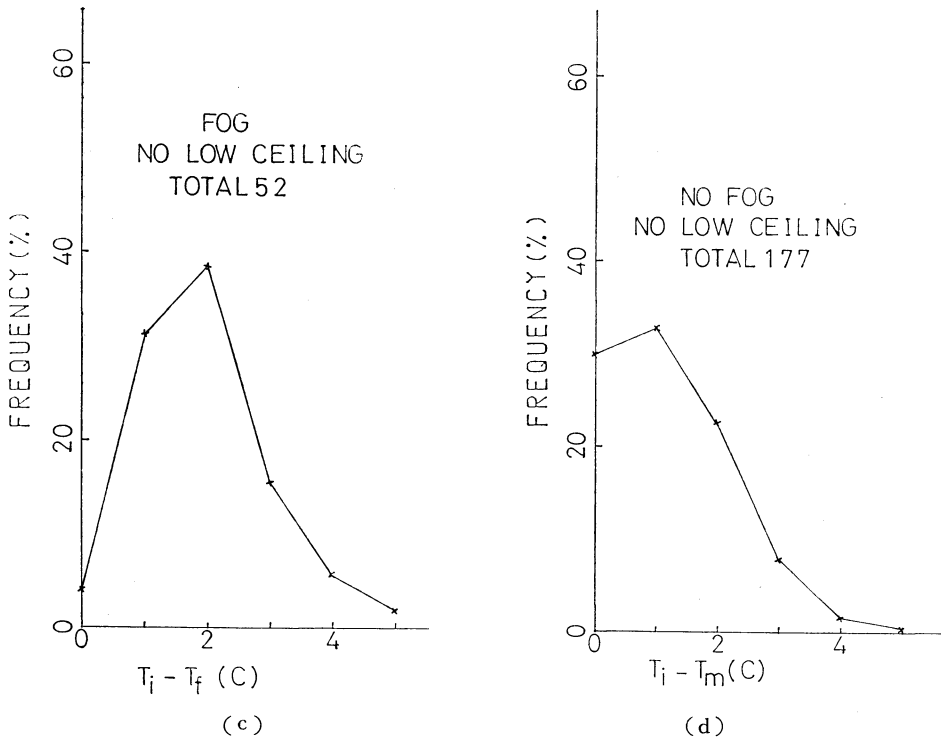
三沢において霧発現時刻の予測をする場合、通常、霧に先行する雲底が低い層雲、湿数の時間変化、海水温等に着眼して行う。ここでは、このような気象要素を用いた予測気象要素を用いた予測可能性を検討する。

三沢において雲底が1,000フィート以下の層雲が霧発現に先行して観測される場合は霧総数の97%に達し、このような雲が全く観測されない霧、すなわち背が低い霧は、1980年から1986年の7年間に6回しか観測されていない。しかし、これらの雲が霧発現に先行する時間は一定ではない。霧発現30分前に雲底が低い雲が観測され、

降水を伴わない霧が全体に占める割合は51%、降水を伴うものが23%である。又、30分前にこのような雲が観測されていない霧は26%存在する。ここで30分というのは、視程が急激に悪化する際、自衛隊機が着陸するために要する時間である。降水を伴う霧は、常に雲底が低い雲が霧発現前から観測されている。しかし、降水は霧に大きな影響を与え、現象を複雑にすると考えられるので、降水を伴う霧は以後除外する。

このような層雲が観測された場合、そのほとんど(80%)において、つぎの朝方までの間に霧は発現している。この霧発現時刻をもう少し定量的に評価するために、次のようにする。降水をともなわず、湿数が1C以下になる場合のみを取り出し、それを4ケースに分ける。すなわち、(a)、霧発現30分前に低い層雲が雲量5/8以上観測されているもの、(b)、低い層雲は5/8以上観測されているが、霧は発現しなかったもの、(c)、霧発現30分前に低い層雲が5/8未満しかなかったもの、(d)、低い層雲は5/8未満で、霧が発現しなかったものである。湿数が1Cになった時の気温を T_i 、霧発現時の気温を T_f とする。又、湿数が1C以下の状態を保ちながら到達した最低気温を T_m とする。霧が発現した





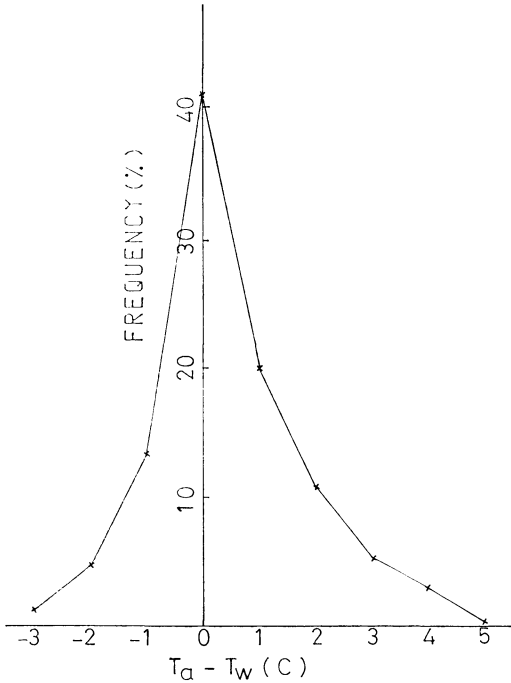
第6図 降永を伴わず、湿数が1C以下になる場合のみを扱う。(a), 霧発現30分前に低い層雲が雲量 5/8 以上観測されている場合について、 $T_i - T_f$ の発現頻度、(b), 低い層雲は観測されているが霧は観測されなかった場合について、 $T_i - T_m$ の発現頻度、(c), 霧発現30分前に低い層雲が 8/5 未満しか観測されていない場合について、 $T_i - T_f$ の発現頻度、(d), 低い層雲が 5/8 未満しか観測されていない場合、 $T_i - T_m$ の発現頻度。ここで T_i , T_f , T_m はそれぞれ、湿数が1Cになった時の気温、霧発現時の気温、霧が発現しなかった場合における湿数が1C以下の状態を保ちながら到達した最低気温。

場合は $T_i - T_f$ 、発現しなかった場合については $T_i - T_m$ の発生頻度分布を調べ、ケース a, b, c, d に対応して、それぞれ第6 a, b, c d 図とする。

第6 a 図より分かるように、雲底が低い層雲が 5/8 以上ある場合は、湿数が1Cになってから気温が3C下がる間に大多数の霧は発現している。そして、このような層雲が 5/8 以上ある場合でも霧が発現しない場合は、十分な気温の降下が起こらなかったことが多いということが第6 b 図より分かる。雲底が低い層雲の雲量が 5/8 未満しか観測されておらず、湿数が1C以下になる場合、その30分以内に霧が発現する割合は23%しかない。又、霧発現とほとんど同時か少し前に雲底の低い層雲が観測されることが多い。このようなケースcにおいてはケースaと同様に、湿数が1Cになってからさらに気温が3C降下する間にほとんどの霧が発現してしまう(第6 c

図)。湿数は1C以下であるが、雲底が低い層雲は 5/8 未満しか観測されず、霧も発現しなかったケースd(第6 d 図)では、 $T_i - T_m$ が大きくなる例がケースbより多い。これは気温が降下しても、雲底が低い層雲が少ししか存在していない場合(ケースd)は、このような層雲が 5/8 以上ある場合(ケースb)よりも霧が発現しにくいということを示している。

霧発現時を予測するために通常よく用いられている、気温 (T_a) と海水温 (T_w) の温度差別霧発現頻度を第7図に示す。この図は東風成分が卓越している場合のみを統計しており、 T_a と T_w はそれぞれ三沢における霧発現時の気温と東北区水産研究所八戸支所において観測している海水温を用いる。 $T_a - T_w = 0$ となる位置に対して、左右はほぼほぼ対称になっており、この温度差が $-1C$ から $2C$ の場合にほとんどの霧が発現している。



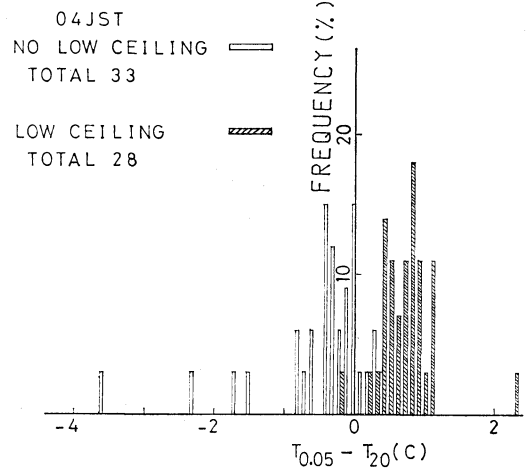
第7図 気温 (Ta) と海水温 (Tw) の温度差別、霧発現頻度。

霧発現時の気温はほぼ露点に等しいと考えられるので、第7図から、東風成分が卓越し、霧が発現する際の露点は海水温とはほぼ等しいことが分かる。

このように雲底が低い層雲が観測されている場合、湿度が小さくなれば、又、気温と海水温の差が小さくなれば、霧が発現することが多い。しかし、7月の気温の平均的な日変化を調べると、22時頃から気温が1℃降下するためには約6時間かかり、気温や湿度から霧発現時刻を予測することは困難であることが分かる。

4. 霧発現時における気温の鉛直分布

三沢における霧は、上下、どちらから冷却されることにより形成された霧か確認するために、1986年にレーダータワーに熱電対を配置し、気温の鉛直分布を測定した。タワーは草地上に建てられており、熱電対は、高さ5 cm, 10 cm, 20 cm, 50 cm, 1 m, 2 m, 5 m, 10 m, 20 m の位置に設置し、10分毎に0.1℃の精度で気温を測定した。ここで高さ5 cmの気温は、地表面温度を強く受けていると考えられる。この草地の地表面温度は第2節においてのべられているように、快晴であった8月9日09 JSTにおいては、26℃であった。この時、基地

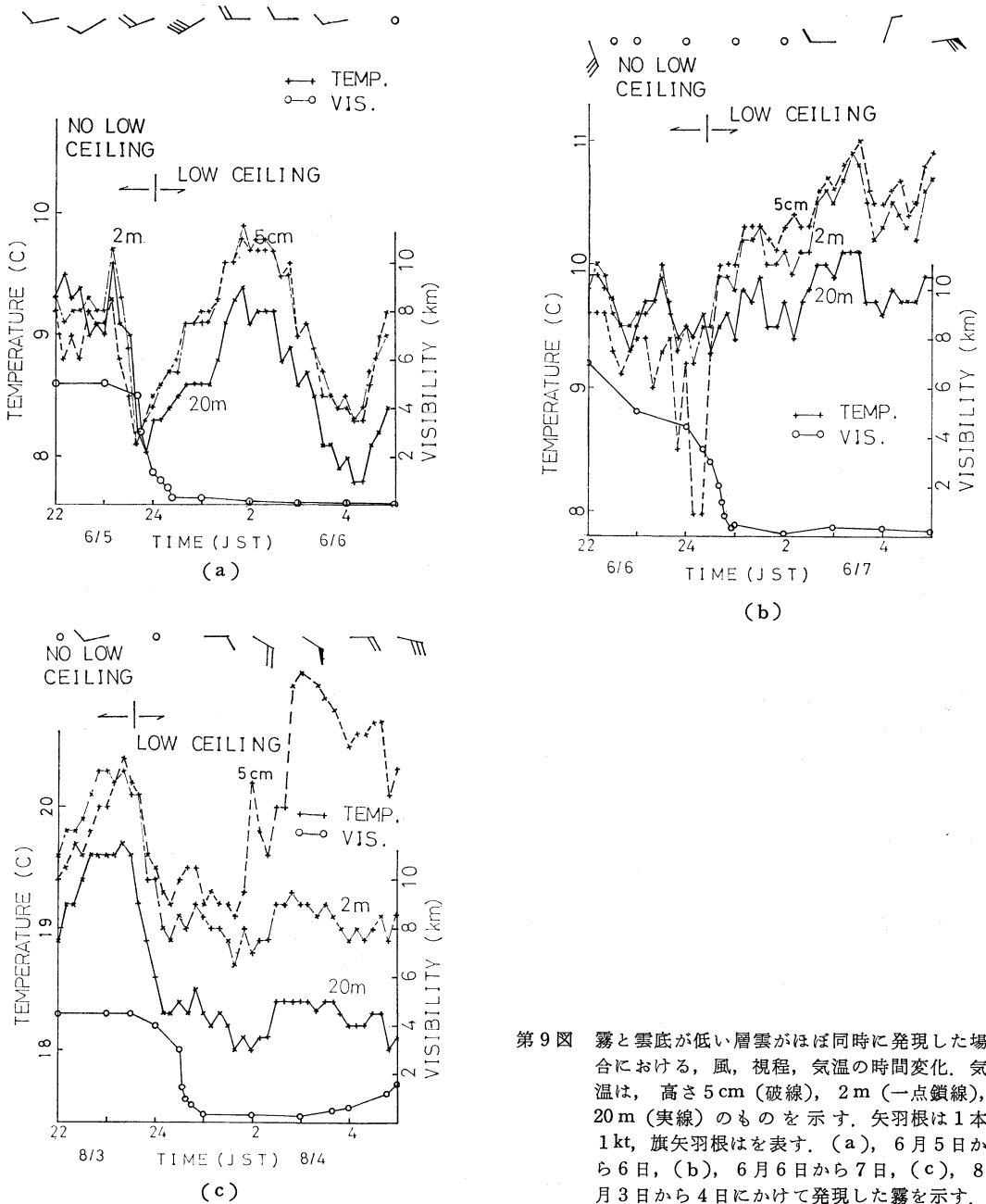


第8図 04 JSTにおける、高さ5 cmの気温 (T0.05) と20 m (T20)との気温差の発現頻度分布。雲底が1,000フィート以下の層雲が、雲量5/8以上観測される場合(斜線、総数28)、5/8未滿しか観測されない場合(白、総数33)。

周囲の大部分を占めている林、水田等における地表面温度は21℃であり、基地内、飛行場周辺の草地の温度よりも5℃低い。しかしこの差は、夕刻から夜間にかけてももっと小さくなることが予想され、この草地表面の温度が周囲と比べて著しく異なる値を示すことはなさそうである。接地層における安定性を調べるために、高さ5 cm (T0.05) と20 m (T20)における気温の差の発生頻度分布を第8図に示す。日最低気温が出現しやすい04 JSTの気温を用い、降水が観測されている場合は除く。雲底が1,000フィート以下である層雲が、雲量5/8以上存在する場合(斜線)と存在しない場合(白)に分ける。それぞれの総数は28ケースと33ケースである。雲量が5/8以上存在する場合、T0.05~T20は正となることが多く、接地層内で不安定であることが分かる。しかし、このような層雲が5/8未滿しか観測されていない場合、T0.05~T20が負となることが多く、地表面からの冷却が卓越している。

5. 霧発現時における気温の時間変化

霧発現前に気温が急変することは、よく知られている(野本, 1969)。この急変とは気温の降下のことであり、この気温の降下により水蒸気が凝結して霧が発現すると考えられている。霧発現前に気温が急激に降下する場合



第9図 霧と雲底が低い層雲がほぼ同時に発現した場合における、風、視程、気温の時間変化。気温は、高さ5cm(破線)、2m(一点鎖線)、20m(実線)のものを示す。矢羽根は1本1kt、旗矢羽根はを表す。(a)、6月5日から6日、(b)、6月6日から7日、(c)、8月3日から4日にかけて発現した霧を示す。

が多いということは、1986年に三沢で行われた観測においても確認されている。しかし、霧発現前に気温が急速に低下しても、その後霧の中において気温が上昇する傾向が確認された。このような気温の時間変化は特に、霧発現前には雲底の低い雲が観測されておらず、このよう

な雲と霧がほとんど同時に発現する場合、もしくは背の高い霧が発現する場合に顕著であり、気温降下前とはほぼ同等、もしくはそれ以上の気温になる例も存在する。特に気温の日変化が小さい20 JST から04 JST の間に上述されている現象が起こると、それに伴う気温変化は明瞭

であり、1986年の三沢において、この現象はこの時間範囲内で3例発現している。この3例についての卓越視程と5 cm, 2 m, 20 mにおける気温の時間変化を第9 a, b, c 図に示す。

a, c はそれぞれ西風と東風が卓越している時に、b は静穏の時に視程が悪化しているが、3例とも共通していることは、高さ5 cmの気温を見ると、視程が悪化する時はその気温も下がり、その後2から3時間後にこの気温は再び高くなるということである。この傾向がa 図では高さ20mの気温にまで及び、b 図では2 mと20 mの気温について、視程悪化時の気温の降下が小さく、c 図では2 mと20mの気温について、視程悪化後の気温の再上昇が見られない。その他の時間帯に霧が発現した場合、気温の日変化と重なりははっきりとしない。又、霧発現時よりかなり前から雲底が低い層雲が観測されている場合も、このような霧発現に伴う気温変化は明瞭には現れない。第9 a, b 図に示されているような気温変化を伴う霧は、視程悪化時の気温の降下により水蒸気が凝結して霧が発生したと考えることは困難である。この場合、その後の気温の上昇により、高さ2 m以下の霧は再び解消しなければならないが、視程の変化にはそのような傾向は見られない。このような気温の時間変化は、霧に伴い、上で冷たく下で暖かい、又、霧の縁では冷たく下では暖かい気塊が侵入してきた結果、もしくは霧の侵入に伴い地表面温度がこのように変化した結果だと考えられる。

6. 議論

三沢飛行場において発現する霧は、海洋上において暖気が下から冷却されて形成された移霧（海霧）が、第3 図に示されている卓越した東風に乗って侵入してきたものであると考えられてきた。又、第4 図に示されているように、霧発現頻度が日中少なく夕刻から朝方にかけて多いのは、日中侵入しようとする霧は、地表面温度が高いので下から解消されてしまうためであると説明されてきた。

しかし、三沢における霧は東風が卓越する場合でも日中は沖合に遠く離れ海岸に近付いてこないことが多く、夕刻に海岸付近が霞んでくるとじきに視程が悪化する。海から風が吹いてくる場合、海岸、もしくは海上における霧のような日変化は、千歳における同様の霧の日変化が説明されているように（荒川、1963）、日中における地表面の温度が高いために下から霧が解消されている結

果であるとは考えられない。何故ならば、これらの霧が東風に乗って海岸に到達するまでの間に、地表面の上を通過しないからである。海岸付近の霧の発現頻度は、冷水塊から近い広尾における霧発現頻度が一日中ほとんど変化しない（増沢、1963）ことから分かるように、海上における霧の発現頻度の影響を強く受けている。すなわち、海岸付近における霧の発現頻度がこのような日変化を示すのは、海上における霧がこのように変化しているためであると考えられる。又、霧発現頻度が日中小さく夜間に大きくなるのは、放射冷却に伴う気温変化によるものであると推測され、特に気温の時間変化の月平均値をしらべると、夕刻と朝方の霧発現頻度の極大値は、この頃に気温降下の極大値が存在していることに対応していることが分かる。このような気温の日変化に伴う霧発現頻度の変化は、海水温の日較差が小さく0.1 C から1 C 程度であるため（竹内・近藤、1983）、暖気が冷たい海面上で冷却されて霧が発生するという移流霧のモデルでは説明できない。

海上の霧を日変化させるような放射冷却を行うものは、大気中の水蒸気、層雲、海水等が考えられる。ここで三沢における霧は、上下、どちらから冷却されて形成された霧か確認するために、気温の鉛直分布を測定した。その結果、地表面が最も冷たくなることが多いと考えられる04 JST においても、雲底が低い層雲が雲量5/8 以上観測される場合、地表面付近よりも20 m 付近の気温の方が低いことが多く、通常、この時刻の海水温は地表面温度よりも高いので海上ではさらに不安定であろうと考えられる。故に海上における気塊は、下層からよりもむしろ雲頂からの長波放出により上層から冷却されると推測される。勿論日中や夕刻等、気温が海水温より高い間は、大気は海水面からも冷却されている。雲底が低い層雲の雲量が少ない場合、04 JST における接地層は安定なことが多く、このことから三沢において雲量が多い場合上層の気塊が冷たいのは寒気の移流によるものではなく、雲頂からの長波放出によるものであることが分かる。

雲頂からの長波放出による冷却は海上においてのみ発現するものではなく、層雲下における総ての地域において同様に発現していると予想される。そこで第2 節に示しているように、風向別による霧発現頻度を調べた。その結果、風向別による霧発現頻度の相異は小さいことが分かった。そこで、第3, 4 図によれば海上で形成された霧が侵入してくることが多いように見えるが、これは

三沢においては常に東風が卓越している結果であり、夕刻から朝方にかけて発現する霧は層雲下であれば総ての地域において同様に発現していると推測される。

第9図に示されているように、雲底が低い層雲と霧がほとんど同時に発現する場合、霧発現前に気温が急速に降下し、その後霧の中において再び気温が上昇する傾向が確認された。この傾向は地表面に近い5cmの高さの気温について特に顕著である。霧の中で、特に地表面に近いところで気温が高くなるのは、層雲と霧の温室効果により周囲に比べて冷やされることが少なかった気塊が移流してくるため、もしくはこの温室効果により地中から伝わってくる熱が空気中に逃げにくくなり地表面温度が上昇するためであると理解される。霧侵入時よりかなり以前から雲底が低い層雲の雲量が多い場合、霧侵入後における気温の上昇は少ないかもしくは観測されないことも、この気温上昇が温室効果によるものであることを暗示している。第9図に示されている霧発現時における一時的な気温の低下は、霧塊の縁における霧粒の蒸発が原因であろうと考えられるが、よくわからない。

最後に、三沢において頻繁に観測される雲底が低い層雲は、当初海霧であったものが沿岸の暖水塊や地表面からの熱フラックスにより下層のみ解消されたものである

と一般的にいわれているが、このような場合僅かに冷却されることにより再び霧が発現することが可能なので、夕刻から朝方にかけての雲頂からの放射冷却により霧が発現していると推測され、このような霧は逆転霧と呼ばれるべきであろう。

謝 辞

1986年における観測の実施に当たり、三沢気象隊、木更津第1ヘリ団の皆様は大変お世話になりました。又、資料の収集にご協力戴きました東北区水産研究所八戸支所、海上自衛隊気象班の方々に感謝いたします。

参考文献

- 荒川正一, 1965: 層雲からの放射とその周囲の温度変化, 研究時報, 17, 96-104.
 唐津 進・増沢 昇・沢田昭夫・斎藤 実・荒川正一・孫野長治, 1963: 北海道太平洋岸の霧, 気象研究ノート, 14, 1-29.
 竹内清秀・近藤純正, 1983: 大気科学講座I, 東京大学出版会, 128.
 野本真一, 1969: 視程予報に関する統計的研究(第3報), 研究時報, 21, 395-406.
 柳沢善次・石原正仁・沢井哲慈, 1986: ミリ波レーダーによる海霧の観測, 天気, 33, 603-612.

(p. 202 からつづく)

なかで営々と積み上げられた「データの見方」を会得するのに多くの新人が連日苦闘している。この衛星観測に加えて、レーダのデータの解析も付け加え、マクロとミクロ、雲から降水まで一貫して解釈しようと意図されている。WCRPでは、降水物理部門と協力して雲と放射の航空機観測を中心的に担うことになろう。この部門では、成層圏エアロゾルの研究も歴史が長い。ライダーを用いたエアロゾルの研究は既に10年を越えている。

最近では偏光解消度の観測を世界に先がけて行っており、火山噴火の影響、対流圏界面付近の異常、等応用面の拡大が図られている。また、ラマン散乱ライダーの開発にむけて始動中である。将来を期待したい。

最近では、このような部門を越えた研究グループによる研究も行われるようになってきている。現在、一段落しつつあるのが黄砂の総合観測である。レーザーレーダ、人工衛星、航空機、飛行船を動員し、更に外部の研究機関(例えば、公害研究所やロードアイランド大学)と連携した

がらの観測・研究であった。続いて構想されているのが、南極オゾン・エアロゾル観測である。南極オゾン問題は、事実の確認の時代は去りメカニズム究明の時代に入っている。化学的測面に関心のあるグループは、相次いでオゾン化学のなかでキーになる成分の観測に力を入れている。水圏研、空電研究所、国立極地研究所、NASA/GSFC等の研究者がチームを組んで、昭和基地とマクマード基地でオゾンとエアロゾルその他の観測をやろうというのである。

最後になったが、つい先日小野晃教授が急逝された。水圏研が行っているエアロゾル研究の全般にわたってタッチされて来られたのはもちろん、研究部門を横断するようなプロジェクトにも積極的に参加されていた。これから始まろうとする南極オゾン・エアロゾル観測では、オゾンホールまん中で採集されたエアロゾルを、電子顕微鏡で眺めるのを楽しみにしておられた。残念このうえないというのが、関係者の気持ちであろう。謹んで御冥福を祈る。合掌。