

## 霧の理解のために

沢井 哲 滋\*

## 1. なぜ今霧なのか

霧という“地上に降りた雲”に対して古来人間がどう対処して来たのかは知る由もないが、山などに登り雲の中にはいると、多少動きの激しさなどに差はあっても地上で霧の中に居ると大差はなく、確かに霧と雲が似たものだと納得できる。つまり霧は雲の一種であり、地表面（この解説では地面と水面の両方を含める）近くに出来る分だけその影響をよりストレートに受けるので、雲に比べて複雑かつ微妙な一面を持つ現象らしい。もう少し厳密な定義は次の章で与えるが、霧は山の上ではない地上に生活する人間の日常を色々な形で左右して来たとし、現在でも左右し続けている。ただそれが集中豪雨や豪雪のように家に居ても生命が危うくなったり、何十年かに一度の異常であるとして世間の注目を集める性質のものではなく、霧の常襲地域に住む人間の生活に必ずしも直接目に見える形ではない影響を不断に与えているという性質のために、今まで他の気象現象とは違う扱いを受けて来たようである。

例えばこの解説で主に考える北海道の太平洋沿岸の霧に関しては、戦争中から昭和30年代までの間に少なくとも3回にわたり大規模な総合観測が実施されて来ているので、もう霧は分ったと思っている人が多いかも知れない。しかし事實は必ずしもそうではなく、現在でも色々な形で霧に苦しめられることは多い。

霧発生舞台となるのは、数十 km の厚さがある地球大気の中でも、最下層の地表面に接する厚さ1～2 km の大気境界層と呼ばれる部分で、これはまさに我々人間が生活している場所を含んでいる。従って大気境界層に関する知識もこれまでに十分蓄積されていて当然と思われるが、実際には複雑な地表面の影響のために、注目している場所の特殊性から離れて一般化することが

難しく、ほんの20年位前までは断片的な知識の集積以上には出ていなかった。こうした状況の中で霧という現象は比較的身近であり、また人間の感覚で一番重要な視覚の有効性を損うためか、それなりによく調べられていた。大分昔の教科書（例えば Petterssen, 1940; Byers, 1944など）にも、地球上の色々な場所で夏にも冬にも見られる現象として、かなり明確に分類される色々な名前のついた霧が挙げられている。さらに前記の北海道での総合観測の報告でも、天気図のパターンを示すことにより大規模な気象条件との関係を調べ、合わせて分類上での霧に対応するかも大体分かっていることになっている。

しかし観察あるいは観測の結果と天気図のパターンとの間には、水平スケールの違いも含めて“ある種のギャップ”が存在しているのではないか。それに観測された霧と教科書で分類されている霧との対応にも問題がありそうである。つまり天気図に現われるような大きなスケールの大気の運動と身近な現象である霧との間には、付近の地形や地表面の影響を大きめに平均した形で表現しているメソスケールといわれる中間規模の現象が介在しているはずである。こうしたメソスケールの現象として霧を捉えない限り、特定の場所に特定の時刻に出現した霧が分類上のどれに当たるのか本当には分からないはずである。他の気象現象であれば、当然このギャップこそが最初から問題になっていたであろうが、霧については教科書的に分類した上で、ある場所の霧をその分類に強引に当てはめることで分ったような気になっていたし、またそれで済んでいた点がちょっと違う。

大気境界層に関する研究が進んでいる現在では、霧は大気境界層内で起こるメソスケールの現象と関連させるとか、あるいは同じことだが大気境界層内での一連の物理過程の結果たまたま人間の目に見えて来る現象として捉えれば、今までとは少し違う観点から統一的に扱うこ

\* Tetsuji Sawai, 気象研究所予報研究部。

とができるように思う。

ところで昭和55年度から北海道の太平洋沿岸の夏の霧を対象にして、2つの研究プロジェクトが始まっている。1つは札幌管区气象台と気象研究所の共同研究、もう1つは科学技術庁の科学技術振興調整費による、釧路地方に的を絞った北海道では約20年ぶりのそして4回目の総合観測である。筆者はこれらの計画の両方に参加し霧について色々考えさせられていた所へ、この講座の1回分を担当させて頂く機会を得たので、自分なりに考えたことの中間報告も兼ねてここにまとめてみた。

第2章と第3章は今まで漠然と霧と呼ばれて来た現象を、大気境界層の現象として統一的に捉えるための準備。第4章では地球上で海霧の出やすい場所はどこかを概観し、合わせて比較的スケールの大きい霧の発生機構を考える。第5章では範囲をぐっと狭めて釧路の霧について簡単にまとめる。最後に第6章と第7章では、やはり釧路の霧を念頭に置いて、大気境界層内で霧を観測するとはどういうことなのか、そして観測と関連した霧のモデル作りの方向性について考える。

## 2. 霧の分類

この章では、霧という名でひっくりめて呼ばれている自然現象の特徴を明確にするために、なるべく一般的な形で霧の分類を試みる。ただし一般化は理想化につながり、ここで類型化される霧が純粋な形で実際の地球上で発生しているかどうかはまた別の問題で、現実には複数の原因が合わさって発生している霧が大部分であると思われる。従ってたとえ分類しても、その場所で発生したのかあるいは単に他の場所から移動して来たのかも分からないような個々の霧が、分類上どの霧に属するかを指摘するのは一般に簡単ではない。しかし少なくとも霧が発生しようとしている初期の段階に、どのような条件があれば実際に霧粒が出来るのかについては、可能性がかなり限定できるはずである。以下にはこの考え方に沿って霧の分類を試みる。そして個々のタイプの霧が、発生する時に関与する物理過程の別を明確にするために、新しい名前を付けたものが多いが、これらはなじみのない名前なので原則として第3章以後には用いないことにする。

空気中に含まれる水蒸気(気相)が液相である微小水滴へと相変化し、そのまま空中に留まっている状態を一般に雲(cloud)と呼び、雲底が地表面の極く近くにあり、地表面での水平視程が1km未満の場合を特に霧(fog)

と呼ぶ。水平視程が1km以上ではもや(mist)と呼ぶ。霧粒の粒径は $1\sim 10^2\mu\text{m}$ と広い範囲にわたっている。

霧粒が自由落下していることを別にして霧が定常状態にあるか、発生しつつある状況では、その付近の空気は普通弱いながらも過飽和の状態にある。従って霧が発生するための大前提(必要条件)としては、気温を $T$ 、露点温度を $T_d$ で表わして

$$T \leq T_d \quad (1)$$

を仮定してよい。雨が降っていても大体は $T \geq T_d$ であり、また霧が出ていても $T > T_d$ なら消散途中にあると考えてよい。ただこの場合注意しなくてはいけないのは、相対湿度が90%位でも視程が悪くなる煙霧やかすみ(英語ではいずれもhaze)と呼ばれる現象である。これには色々な場合が考えられるが、水分子を吸着した微小なエアロゾルが空気中に浮んでいる状態であることが多い。以下の議論ではこうした場合は含めないことにする。

さて霧が発生するための条件(1)をある気塊において実現するには、 $T$ が下がるか $T_d$ が上がればよい。本来独立なこれら2つの変化に注目して、以下のように霧を分類する。

気塊の $T$ を下げるには幾つかのメカニズムが考えられる。まず大気の外へ熱を取り去らなくても $T$ を下げる方法がある。それには;

① 気塊を断熱膨脹させれば $T$ が下がる。このタイプの霧をここでは“断熱膨脹霧”と呼ぶ。気塊が風に乗って斜面を昇る時に発生する滑昇霧(slope fog)がこれに当たる。

もう1つ、お互いに接している温度の違う2つの気塊から成る閉じた系を考える。2つの気塊が混合して系全体が一様な状態になった後では、混合前に温度の高かった方の気塊から見ると混合の結果として温度が下がったことになる。従って;

② 大気全体から見ると熱を奪われていなくても、混合により局所的に温度が下がる結果発生する“混合霧”が考えられる。今までの分類でも同名の霧(mixing fog)があり、気温や湿度分布の水平方向の変化が大きい海岸や前線の近くで発生しやすい。

さて次は大気の外から熱を取り去る非断熱的な冷却の場合だが、小学校などで習うように熱の移動には一般に3つの機構がある。つまり放射、熱伝導そして対流である。これらの中で放射によるものには;

③ 地面とそれに近い下層の大気が、夜間に放射によ

って熱を奪われて冷却する結果発生する“放射冷却霧”がある。これは一般に放射霧 (radiation fog) と呼ばれているものに対応する。

熱伝導は分子レベルでの運動エネルギーの移動であるが、大気中ではこの効果は非常に小さい。従って常に乱流状態にあってかきまぜの盛んな大気境界層中では、分子を乱流渦に置き換えるアナロジーがよく使われる。つまり乱流渦によって熱などの物理量が運ばれると考えるのである。こうした熱の移動を大気中だけに限ればまさに混合が起こっていることになるが、実際には大気が冷たい地表面に接している場合には大気から地表面へ乱流渦によって熱が奪われる点が重要である。このような乱流渦による大気の冷却は、大気が地表面に対して静止している時より移動している時の方が大きい。そこで前の混合霧とは別に；

④ 暖かく湿った気塊が相対的に冷たい地表面上を移動して行く間に冷やされて発生する霧を“混合冷却霧”と呼ぶ。一般には移流霧 (advection fog) と呼ばれているのがこれに当たる。

熱の移動を起こす3番目の機構である対流が、大気の冷却の原因になるには、大気の上層がまず冷やされなくてはならない。そうするとこの上層を冷却するメカニズムの方をまず問題にする必要があり、対流が冷却の本当の原因とは言えなくなってしまう。結局、大気中では対流冷却霧とでも呼ぶべき霧は存在しない。ある厚さの気層の上層が冷却するのは大気中では放射によることが多く、この冷却した層の上側に形成される逆転層 (inversion layer) に関連して、一般に逆転霧 (inversion fog) などと呼ばれている霧があるが、ここでの考え方に従えば複合した原因による霧と見なした方が分かりやすいので、第4章でもう一度触れることにする。

霧が発生する前提条件(1)を実現するもう1つの手段として、露点温度  $T_d$  を上げるにはどうすればよいか。 $T_d$  は空気中に存在する水蒸気量の関数であるから、 $T_d$  を上げるには気塊の外から水蒸気を補給すればよい。実は既に述べた②の混合霧が発生するような状況では混合前に温度が低かった方の気塊から見ると、混合の結果として熱だけではなく必ず水蒸気も補給される形になっている。しかしここでは大気が液体である水(あるいは水を含んだ地面)と接していて、水の蒸発により水蒸気が補給される場合を考える。この時水面(あるいは地面)での水蒸気圧は大気中のそれより高くなくてはならず、従って水温(あるいは地面温度)が気温より高

第1表 発生原因による分類と発生の過程における気温と露点温度の変化。

名前	$T$ の変化	$T_d$ の変化	従来の名前
① 断熱膨脹霧	↘	→	滑昇霧
② 混合霧	↘	↘	前線霧, 混合霧
③ 放射冷却霧	↘	→	放射霧
④ 混合冷却霧	↘	↘	移流霧
⑤ 混合蒸発霧	↗	↗	蒸気霧
⑥ 雨蒸発霧	→	↗	前線霧

いことになる。2つの場合を考えよう。まず；

⑤ 暖かい地表面から水蒸気が補給される場合。地表面との間で水蒸気ではなく熱をやり取りする過程に注目した霧を、④で混合冷却霧と名付けたのと同じく混合蒸発霧と呼ぶ。但し今の場合地表面の温度の方が高いため、混合のメカニズムは違っている。冷たい空気が相対的に暖かい地表面上を移動して行く時に地表面から立つ湯気のようなもので、一般には蒸気霧 (steam fog) と呼ばれている。

この霧は④の混合冷却霧と同様に地表面に対する空気の移動が重要なので、両者を合わせて“広義の移流霧”という名称を用いることがある。もう1つ考えられるのは；

⑥ 水滴の形で空気中に存在する水が蒸発する場合で、地表面の影響は余り受けない。前線付近などで上からの暖かい雨が下の冷気層で蒸発し、すぐさま凝結して霧になるもので“雨蒸発霧”とでも名付けておく。一般的には前線霧 (frontal fog) と呼ばれることが多いが、前線付近では②の混合霧も発生しやすい点に注意。⑤と⑥を合わせて蒸発霧 (evaporation fog) と呼ぶこともあるようである。

以上をまとめると第1表のようになるが、ここで注意すべきことがある。今までは気温  $T$  あるいは露点温度  $T_d$  だけが変わるかのように議論を進めて来たが、厳密には両方変化する。つまり  $T$  を下げれば  $T_d$  も下がる、または  $T_d$  を上げれば  $T$  も上がる方向に変化する(高橋, 1943参照)ので、現実には霧が発生するかどうかは極めて微妙なバランスのもとにあることが多い。これは例えば1気圧で気温が  $14^{\circ}\text{C}$  から  $15^{\circ}\text{C}$  まで  $1^{\circ}\text{C}$  上がっただけで飽和混合比は約  $0.7\text{ g/kg}$  も変わるのに対し、かなりの濃霧でも霧水量は  $0.5\text{ g/m}^3$  (空気の密度  $1.2$

第2表 発生原因による分類と物理過程との対応関係。

名前	物理過程					
	① 混合	② 放射	③ 交換	④ 相変化	⑤ 膨脹	⑥ 移流
① 断熱膨脹霧				○	○	○
② 混合霧	○			○		
③ 放射冷却霧		○		○		
④ 混合冷却霧	○		○	○		○
⑤ 混合蒸発霧	○		○	○		○
⑥ 雨蒸発霧	○		○	○		

kg/m<sup>3</sup>)の程度であることから分かる。この微妙さについては次の章で詳しく考えることにする。

さて上の分類には海霧 (sea fog) という名称は出て来なかったが、海洋上の霧はどのタイプになるのであろうか。もちろん海霧も現実には複数の原因によることが多いと思われるが、できるだけ単純に考えてみよう。海水は比熱が大きい上に波などの運動によりかきまぜられるので、海洋は陸に比べてみかけの熱容量が非常に大きい。従って放射によって海面温度が下がる度も小さく放射霧は発生しない。逆に考えると海面上の空気を多量に冷やしたり暖めたりできるので、移流霧や蒸気霧は発生しやすい。実際に海洋上の霧はこれら2つを合わせた“広義の移流霧”がほとんどで、海岸近くでは混合霧も発生する。

### 3. 霧発生メカニズム

前の章では発生原因をもとにして霧の分類を試みた。この章では大気-地球系で実際に霧が発生する時に起きている一連のプロセスを、1つ1つの物理過程に分解し、それらの中で特に分かりにくいものを取り上げ詳しく考えてみる。まず、色々なタイプの霧の発生時に関与する物理過程を挙げると、

- ① 大気中の乱流混合による物理量の拡散
- ② 放射冷却
- ③ 大気と地表面あるいは雨滴の表面の間での物理量の交換
- ④ 大気中での相変化
- ⑤ 断熱膨脹による温度降下
- ⑥ 一般風による気塊の移動 (移流)

の6つになりそうである。これらの内で⑥の移流は問題ない。⑤の断熱膨脹は一般風が等圧面を横切って吹く時に、気塊を気圧の低い方へ移動させると考えれば

⑥に入れることもできる。⑥の相変化は霧の発生と成長に直接かかわる重要な物理過程であるが、雲物理の分野でこれまでに確立している凝結核の作用などに関する成果を参照すればよい。③は地表面との交換の場合でも、せいぜいミリ単位の厚さの薄い層で起こる分子レベルの交換であり、地表面に対して動かずに接している気塊と地表面との間で温度や水蒸気圧が平衡状態に近づいて行く過程に相当する。しかし気塊は常に静止している訳ではなく、この過程は現在でもよく分っているとは言えない。なお前章の“雨蒸発霧”で起こる雨滴の表面での蒸発や熱の交換はこの③に含める。

前章で分類した霧のタイプと、これら6つの物理過程の間の対応関係は第2表のようになる。“広義の移流霧”と言う時の移流の効果は⑥の相変化は別にして、①、②、③の組み合わせで表わされる。ただ、第2表の関係は霧発生時に限ったもので、霧の層が発達して厚くなる過程では例えば②の放射冷却が効くというように、現実に見える霧になるまでには第2表で空欄となっている関係も2次的な役割を果たしていることが多い。それでは以下に①と②について詳しく考えてみよう。

#### 3.1. 放射冷却

地球上での放射によるエネルギーのやり取りは、短波長域の日射と長波長域の赤外放射に分けて考えることができる。そして放射霧が発生する夜間のエネルギー収支には赤外放射が主に関係する。大気下層を含めた地表面近くでの長波長域の放射のバランスは、最も簡単には、上層の大気からの下向き赤外放射  $L_{\downarrow}$  と地表面と大気下層の黒体放射の和である上向きの赤外放射  $L_{\uparrow}$  のバランス  $L_{net}$  で決まる。すなわち

$$L_{net} = L_{\uparrow} - L_{\downarrow} \quad (2)$$

地表面と大気下層を含めた部分では、夜間にこのバランスが  $L_{net} > 0$  となって、放射のエネルギーが正味で上向きに運び去られる結果、気温  $T$  が下がる。そして大気下層が湿っていて露点温度  $T_d$  が高いと、この温度降下のため  $T < T_d$  となり霧が発生するというのが最も簡単な放射霧の説明である。こうした状況での放射冷却は地表面で一番大きいので、顕熱は大気から地表面へと向い大気が冷えて地表面の冷却の一部を補っている。問題なのは、水蒸気の流れも同じく下向きで地表面に露や霜が下りることである。つまり下層大気は熱と共に水蒸気も地表面に取られるためになかなか飽和せず、空気中で相変化がそれ程簡単には起こらないことになる。

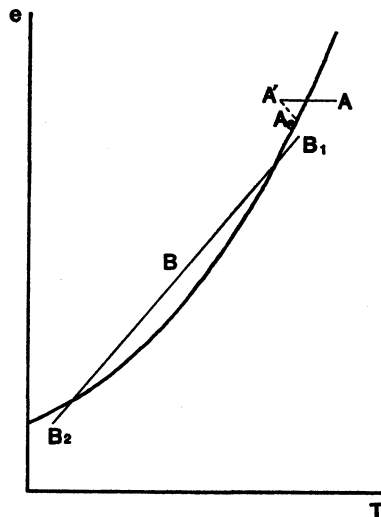
上の議論でも最下層の大気自身が赤外放射によって直

接冷却する効果を一応入れていたが、その所をもう少し厳密に考えてみよう。大気中の水蒸気は赤外線波長領域に強い吸収帯を持つので、自身の温度に対応した赤外線の射出も強い。霧が発生するような状況では地表面近くの大気中には水蒸気が多く、それによる赤外放射のために大気下層が冷却する程度も大きい。もちろん、水蒸気は赤外線を射出すると同時に、上層からの大気放射と地表面からの赤外放射の両方を吸収するので、射出と吸収のどちらが大きいかを確かめるには定量的に考えなくてはならない。Fleagle (1953) は気温の鉛直分布と水蒸気の射出率の鉛直方向の変化にある形を仮定して赤外放射のバランスを計算した。その結果、地上から70 cm より上の大気は正味で冷却し、その割合がある高度(1~2 m)で最大になることを示した。この Fleagle の計算では、乱流による顕熱と水蒸気の地表面への輸送を考えていない(つまり  $T_d$  は不変)ので、比較的容易に  $T < T_d$  となる。しかしこの乱流による鉛直方向の混合を考慮に入れると話はまだややこしくなる (Rodhe, 1962)。

そこで次のステップとしてこの鉛直混合のメカニズムを考えることになるが、その前にもう少し一般的に、水蒸気を含んだ2つの気塊が混合によって飽和するとはどういうことかを図式的に考えてみる。

### 3.2. 混合による霧の発生

気塊の状態をかりに温度  $T$  と水蒸気圧  $e$  の2つの量で表わすと、状態の変化を図示するには横軸に  $T$ 、縦軸に  $e$  を取った座標系 ( $T$ - $e$  ダイアグラム) を考えるとよい。すなわちこのダイアグラム上の一点がある瞬間の気塊の状態に対応し、状態の変化はダイアグラム上でこの点の移動で示される。ダイアグラム上に飽和水蒸気圧曲線を書き込むと第1図のようになる。この曲線の上側が過飽和、下側が不飽和の状態を表わす。状態変化の例として断熱膨脹による温度降下(滑昇霧の場合)を考える。斜面を昇る前と後の状態をそれぞれ点  $A(T, e)$  と  $A'(T', e')$  で表わすと  $T > T'$ 、 $e > e'$  となるが、 $e$  と  $e'$  の差は比較的小さく簡単には  $e = e'$  としてよい。そうすると直線  $\overline{AA'}$  は水平となり、これが図のように飽和水蒸気圧曲線を横切れば相変化が起こり霧が発生する。ただこの過程では同時に相変化に伴う凝結熱の発生と水蒸気圧の減少が起こり、点  $A'$  は実際には右下の曲線上の点  $A_s(T_s, e_s)$  に移る(過飽和分の水蒸気の大部分が凝結した後でも、弱い過飽和が維持されるとすると  $A_s$  は完全には飽和曲線上に乗らない)。 $\Delta e = e -$



第1図 混合霧の  $T$ - $e$  ダイアグラム。

$e_s$  が凝結量 (=霧水量) を表わす。系の外から水蒸気の補給を受ける蒸発霧の場合も、外部との熱のやり取りを考えなければ同様の方法で図示できるが、これは練習問題として考えて頂きたい。

さて本题の混合であるが、異なる状態にある2つの気塊から成る閉じた系を考え、これらが混合して様な状態になるとしよう。混合前の2つの気塊の質量、比湿、水蒸気圧それぞれ  $m_1, m_2; q_1, q_2; e_1, e_2; T_1, T_2$  とし、混合後の値には添字を付けないで表わす。そうするとまず

$$\frac{q - q_1}{q_2 - q} = \frac{m_2}{m_1} \quad (3)$$

が成り立つ。さらに水蒸気の絶対量が少ないので、近似的に

$$\frac{e - e_1}{e_2 - e} = \frac{m_2}{m_1} = \frac{T - T_1}{T_2 - T} \quad (4)$$

も成立する。これらの関係式は、気温などの物理量の混合の前後での変化量が個々の気塊の質量に反比例すること、つまり混合後の状態が混合前の2つの気塊の状態を表わす2点を結んだ直線上の内分点で表わされるという、自然な事実を示している。つまり比湿だけでなく水蒸気圧や温度も近似的に保存量として扱えるという訳である。このことは、気温と水蒸気圧の両方が異なる気塊の場合にも成り立って、2つの気塊の混合前の状態を先のダイアグラム上で点  $B_1, B_2$ 、質量を  $m_1, m_2$  でそれぞれ表わすと(第1図)、混合後の状態はこれらの2点を結んだ直線上で

$$\overline{B_1 B} : \overline{B B_2} = m_2 : m_1 \quad (5)$$

の関係を満たす内分点  $B$  で表わされることを示している。従って混合前の気塊の質量比が変われば、点  $B$  はそれに応じて直線  $\overline{B_1 B_2}$  上のどこか別の点に落ち着くことになる。

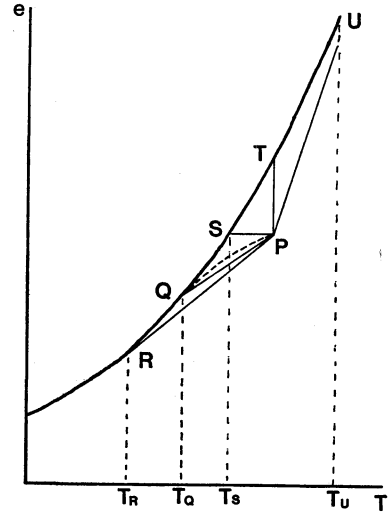
混合のみによって霧が発生するかどうかは、飽和していない気塊を混合して過飽和が実現するかどうかにかかっている。  $T-e$  ダイアグラム上で第1図のように、点  $B_1$  と  $B_2$  を飽和水蒸気圧曲線のすぐ下側（不飽和領域）に置き、2点を結ぶ直線を引くと飽和曲線の上側（過飽和領域）を通る部分がある。従って飽和に近い気塊を混合すると確かに過飽和となり霧が発生する可能性がある。そしてこの可能性は、飽和水蒸気圧の変化が温度変化に比例せずに、より大きな割合で変化する部分があること、言い換えると飽和水蒸気圧曲線が  $T-e$  ダイアグラム上で下に凸の形をしていることによって保障されている。

### 3.3. 乱流渦による鉛直混合

“広義の移流霧”では地表面の状態変化に追従する形で大気下層の状態が変わる。この時に地表面の状態変化を大気に伝える役目をしているのが鉛直混合で、そのメカニズムは形成される温度成層などによって変わるが、以下の議論では対流が起こらない場合、すなわち地表面の温度が気温より低い場合から始めることにする。

大気境界層内の鉛直混合は、現在でもそれ自身1つの研究テーマであり色々なアプローチがなされているが、ここでは Taylor (1917) にならって 3.2. 節の  $T-e$  ダイアグラムを用いた混合の概念を拡張してみる。3.2. 節では気塊が混合する前と完全に混合し終わった後の2つの状態だけ考えたが、この混合の過程は実際には一瞬にして終るものではなく有限の時間をかけて進行する。つまり混合の途中では、2つの気塊が接触している部分でより小さいスケールの混合が次々と起こり、その結果として系全体が一様になって行く。Taylor の考え方もこれと似ていて、鉛直混合を上から下へあるいは下から上へと連続する小さいスケールの混合として捉える。

まず地表面付近が水蒸気について飽和しているとする。この状態は第2図の飽和水蒸気圧曲線上の点  $Q$  で表わせる。以後地表面は常に飽和しているとして、点  $Q$  はいつも飽和曲線上にあると考える。地表面の影響が及ぶ限界の高さの大気の状態(一定)を点  $P$  で表わす。地表面の温度  $T_Q$  がゆっくり下がりつつあり、かつ今考えている大気層全体の鉛直混合が十分に盛んなら、大気層の



第2図 移流霧の  $T-e$  ダイアグラム。

各高度の状態は常に直線  $\overline{PQ}$  上の各点に順に対応する。もう少し詳しく言うなら、鉛直混合が大気層を十分にかきまぜるのに必要な時間内の地表面の温度変化が小さいとすると、地表面近くでは状態  $Q$  の気塊が絶えず十分な量生成されている。一方、 $P$  の状態にあった気塊はすぐ下側の気塊と混合を繰り返しながら高度を下げ、地表面に近づくにつれて  $Q$  の状態にあった空気の割合が増していく。これはダイアグラム上では直線  $\overline{PQ}$  上を  $P$  から  $Q$  へと移動することに対応し、逐には点  $Q$  の状態、すなわち地表面の状態に一致することになる。この考え方は、最初点  $Q$  の状態にあった気塊が混合を繰り返しながら高度を上げ、最終的に点  $P$  の状態になると考えても同じである。

さて鉛直混合の結果、空気中で凝結が起こるかどうかは、点  $P$  から飽和水蒸気圧曲線に下向きに接線を引いた時の接点  $R$  の温度  $T_R$  が境目となる。というのは地表面の温度  $T_Q$  が  $T_R$  より下がると、つまり点  $Q$  が点  $R$  の左側に来ると、直線  $\overline{PQ}$  の点  $Q$  に近い方の一部は飽和曲線の上側を通り、それに対応して大気下層の地表面に近い部分は過飽和となるからである。

次に地表面の冷却速度が速く、それに比べて大気下層での鉛直混合が盛んでない場合はどうなるのだろうか。第2図の点  $Q$  がある瞬間の地表面の状態を表わしているとする。大気層の各高度の状態は、点  $P$  と  $Q$  を結ぶ、図の破線で表わした曲線のようになる。つまり鉛直

混合が十分でないために、気塊が混合しながら上昇して地表面の状態を上へ伝える速さが、地表面の変化に追いつかないのである。曲線  $PQ$  は上に凸な曲線であるから、 $T_Q$  が  $T_R$  まで下がる前に飽和曲線と交わる。従って鉛直混合が盛んな場合に比べて下層では霧が発生しやすくなる。言い換えると、地表面の冷却の及ぶ大気層の厚さが実質的に薄くなる結果、点  $P$  よりも点  $Q$  に近い点から飽和曲線に接線を引いたのと同じことになる。この時の接点は、当然点  $R$  より右側なので、大気中での凝結がより早い段階で起こることになる。

以上の議論を地表面温度を基準に整理してみよう。地表面温度が第2図の  $T_R$  より低い場合は大気下層で必ず霧が発生し、高い場合には地表面の冷却速度や鉛直混合の強さなどの条件により、霧が発生したりしなかったりする。ダイアグラム上で点  $P$  からの水平線が飽和曲線と交わる点を  $S$  とすると、点  $S$  の温度  $T_s$  は大気露点温度を表わすから、地表面温度が  $T_s$  より高ければ鉛直混合によって霧が発生することはない。すなわち点  $P$  からの鉛直線が飽和曲線と交わる点を  $T$  とし、点  $P$  から上向きに飽和曲線に接線を引いた時の接点を  $U$  とする。地表面の状態が点  $S$  と  $T$  の間にある場合は、地上の小さい水溜りが大気と平衡状態にある時に対応する。つまり水面から蒸発によって熱が奪われるので、水面温度は気温 ( $T_p$ ) より低い露点温度  $T_s$  より下がることはない。しかし、さらに地表面温度が高くなって飽和曲線上の点  $T$  と  $U$  の間の状態になると、点  $S$  と  $R$  の間の状態にあった時からの類推で、鉛直混合の強さや地表面温度の上昇の速さなどの条件により霧（混合蒸発霧）が発生したりしなかったりすると考えられる。この場合前と違うのは、地表面の温度が気温より高く大気成層は不安定で、鉛直混合が対流によって行なわれるために非常に強く、霧の発生が抑えられることである。地表面温度がさらに上って  $T_U$  より高くなると、下層では湯気が発生するようになる。ただしこれは点  $P$  の位置が変わらないと仮定してのことであり、そのためには、強い逆転層の存在などにより対流が下層に限定される必要がある。

こう見て来ると、地表面温度の変化が速いと霧が発生しやすくなるのはまあいいとして、面白いのは、鉛直混合は逆に霧の発生を抑制する方向に作用することである。後の点については、鉛直混合が盛んだと、一般には不飽和の度合の大きい上層の空気の割合が増えるからであると説明できようか。この点は安定成層の場合の

Rodhe (1962) の結論とも一致する。従って 3.1 節で見た、鉛直混合を考えない放射霧についての Fleagle (1953) の結論は、完全に静止した仮想的な大気でのみ意味があることになる。

結局、繰り返になるが、3.2 節の普通の意味での混合と同じく鉛直混合で大気が冷やされたり水蒸気を補給される場合も、 $T-e$  ダイアグラム上で飽和水蒸気圧曲線が下に凸な形をしていることが重要で、地表面温度の変化の速さや鉛直混合の強さなどの条件は発生のタイミングを変えるだけと言える。ただし風が非常に強かったり発達した対流が起きていたりして鉛直混合が極端に強いと、第2図の点  $P$  は動いて飽和曲線から遠くになってしまい実質的に霧が発生できなくなることもある。

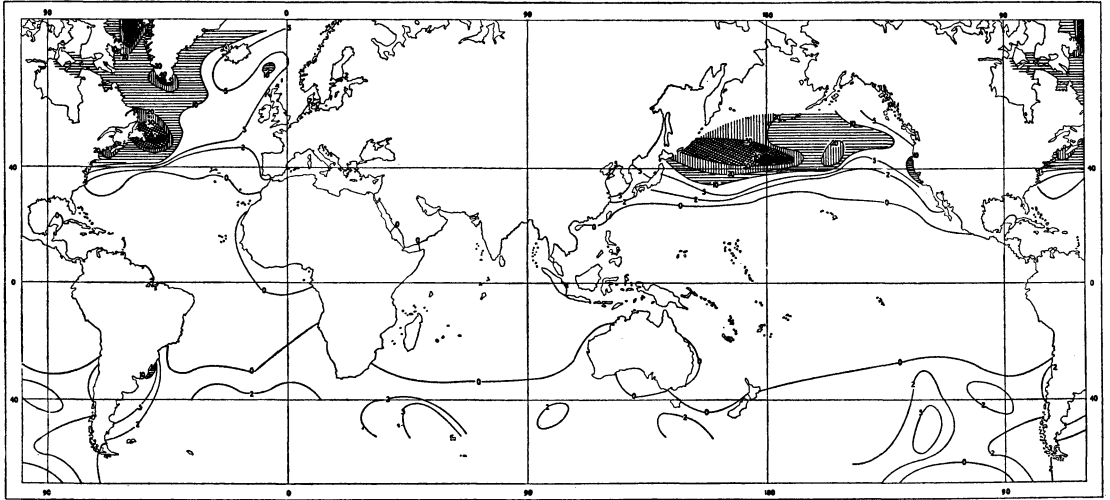
霧が発生する前後の状態の記述は、第2章と合わせて定性的には以上で尽されていると思うが、まだ問題は残っている。それは霧の層が発達して行くプロセスである。霧粒が一度発生すると、霧の層は雲の場合と同様に長波長域の放射を非常に強く（水蒸気や  $CO_2$  と比べても）吸収するし、自分自身の温度に対応した射出も非常に強いので、3.1 節で述べた赤外放射のバランスは全く別のものになる。また短波長域においても雲の場合と同じく霧粒の影響は大きい。従って霧の層の発達過程の考察は、今までの議論に霧粒の存在によって生ずる色々な変化の可能性を付け加えなくてはならず、必然的にもっと複雑なものとなる。この解説では発達過程の一例として次の章で California 沿岸の逆転霧について、簡単に考えてみるだけにとどめる。

#### 4. 全球的な霧の分布

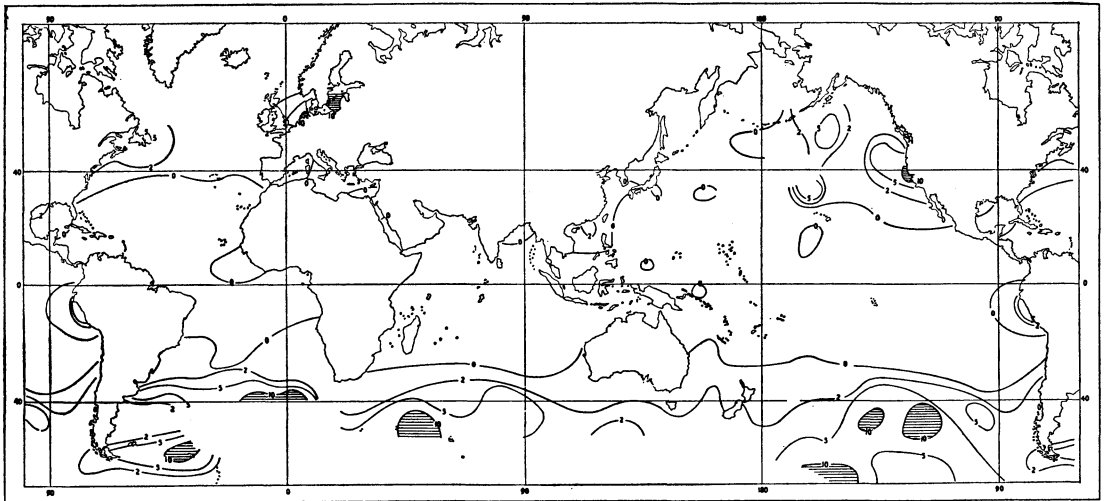
この章と次の章では、今までの思考実験的な議論から離れ、地球上のどのような場所で霧は発生しやすいのか、そしてこの文章を書くきっかけとなった釧路地方の霧の特徴と人間生活とのかかわりなど、現実的な面に目を向けることにしよう。

地球上で霧が発生しやすい場所は季節によって変わる。ここではイギリスの気象局で出している「船乗りのための気象」(Meteorology for Mariners, 1967) に従い、7月と1月の海霧の百分率で表わした出現頻度の分布図をそれぞれ第3、4図に挙げておく。大規模な気象と海洋の運動から説明できる範囲で、これらの図に表われた分布の特徴を調べてみよう。

7月の場合（第3図）に目につくのが太平洋および大西洋の北西部である。これらの地域は北半球の夏季に発



第3図 海霧の頻度分布 (%) — 7月. ここでいう頻度とは船舶などからのすべての気象報告の中で霧を観測した割合を指す.



第4図 海霧の頻度分布 (%) — 1月. 第3図に同じ.

達する亜熱帯高気圧の北西に位置していて、吹送距離の長い南からの風が卓越すると同時に、それぞれ冷たい親潮と Labrador 海流のために海面温度が回りより低い場所である。従ってこれらの海域に出る霧は典型的な移流霧と考えてよい。前に挙げた Taylor の論文 (1917) は、1913年7月に大西洋西北部の Newfoundland 島近海で、捕鯨船 Scotia 号に乗り組んで行なった観測を基礎にしている。日本付近では、北海道から本州にかけての

太平洋沿岸地域で初夏に問題となる霧の多くがこの範疇に属しているし、釧路の霧も気候学的には移流霧と考えられる。第4図の1月の場合を見ると、南半球でも同じ理由から夏に高緯度地方で海霧が出やすくなっているのが分かる。

一方、1月の北太平洋は北太平洋におけると同じく低気圧が発達するので、暖かい Gulf Stream 上を渡って来た気塊は、7月の時とは異なり途中から東へ向かい、地表

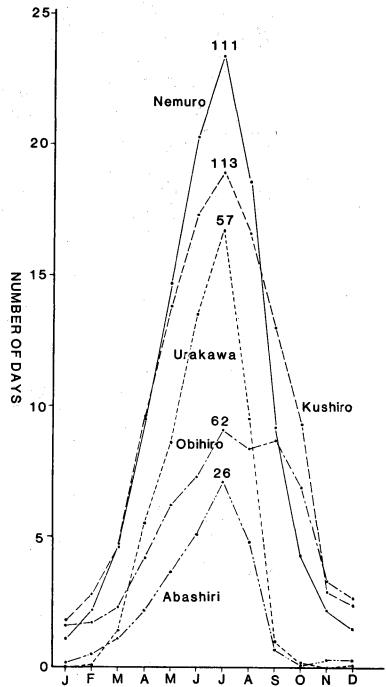


面温度の低いイギリスやヨーロッパ大陸、それに付近の海上に移流霧を発生させる。第4図で北海から Baltic 海にかけて霧が多いのはこのためである。イギリスで俗に“pea soup”と呼ばれているのはこうした霧の一種であり、ロンドンなどで石炭を盛んに使っていた頃に大気汚染の影響も重なって死者まで出した霧が、やはり冬に多く発生している。

もう1つ北アメリカ大陸の西海岸に沿って霧の出やすい地域が図に示されている。第3図と第4図を比べても差がはっきりしないが、この霧は夏の方が多らしく、“high-inversion fog”とか“high-fog”と呼ばれてよく研究されている。また教科書（前述の Peterssen や Byers 参照）でも California の霧として昔からよく引用されていて有名なので、第2章と第3章の思考実験の適用のつもりで少し詳しく考えてみよう。California 沖は夏、太平洋高気圧の東側に位置して北寄りの卓越風が吹く。そのために海の表層に起こる吹送流は海岸から離れる方向に流れるので、San Francisco 付近の海岸近くでは冷たい深層水が湧昇し海面水温が回りより低くなる。従って北から移流して来た気塊は、ここで冷やされて相対湿度が高まり霧が発生しやすい状態となる。しかし冷水域の風下側に位置する San Diego まで南下してから初めて霧の発生を見ることも多く、移流途中の冷却だけですべてが説明できる訳ではない。

つまり、次のような理由も重なっていると考えられる。夏の California 沿岸海域は太平洋高気圧の圏内にあるので上空は大規模な下降流の場となっていて、空気は断熱的に加熱されるため相対湿度が小さくなっていることが多い。その結果、上空に逆転層が形成され下層の冷たい空気に対しては蓋の役目をする。逆転層より下では上層より温度は低い水蒸気の絶対量は多いため、水蒸気の放射冷却によってさらに逆転が強まり、逆転層のすぐ下の気温が露点温度以下になると層雲が形成される。そうすると赤外放射による冷却の効果はさらに大きくなり、特に日射による加熱のない夜間には層雲の上部の冷却速度が一番大きくなる。従ってそれより下層では弱い不安定となり対流によって逆転層の下側全体が冷却される。この冷却のために層雲の雲底が下がり、やがて接地して霧となるのである。

以上の California 沿岸の霧の発生のメカニズムでは、移流による下からの冷却（第2章の分類に従えば“混合冷却”）と放射による上からの冷却、そしてこれらの効果を強める大規模な場、という具合にいくつかの要因が



第5図 月別霧日数の年変化（統計期間 1951-80年）。数字は年間の日数。

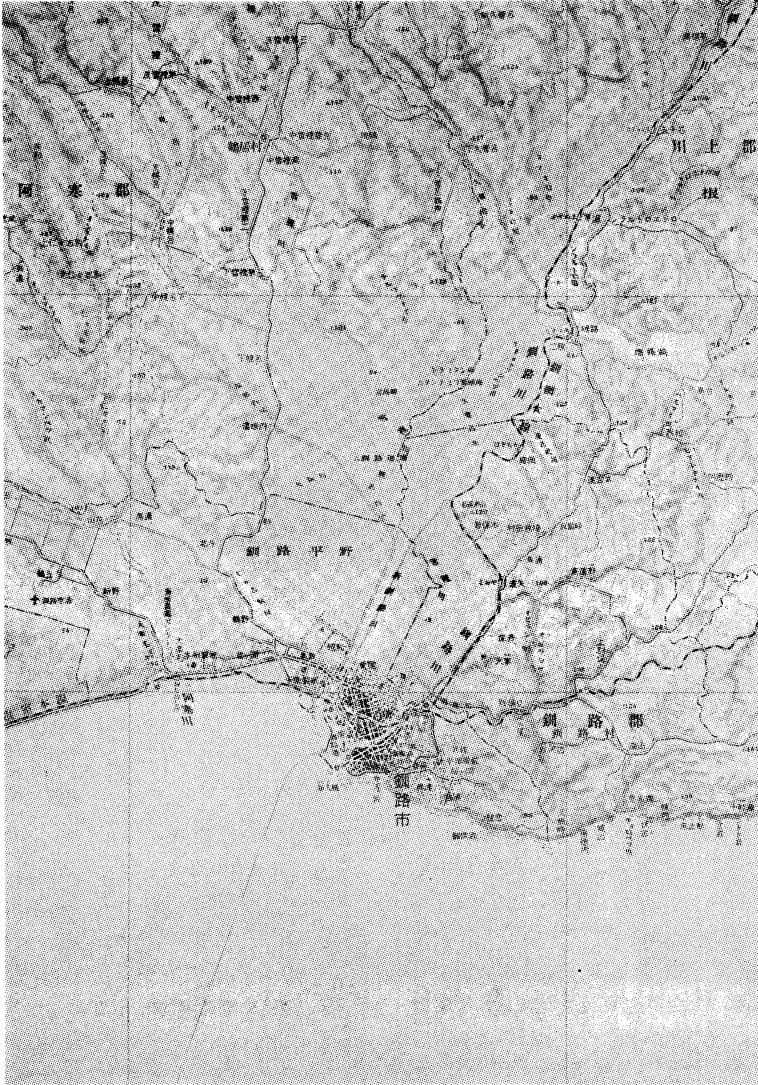
重なっている。この California 沿岸と同様な状況は、図でははっきりしないが南アメリカ大陸西岸のペルーからチリにかけてとアフリカ大陸の南西海岸でも見られる。

## 5. 釧路の霧の特徴と影響

この章では対象地域をぐっと狭める。

まず第5図を見て頂きたい。北海道の浦河から網走に到る海岸沿いの地点に内陸の帯広を加えた、5カ所の気象官署の月毎の霧日数をグラフにしてある。帯広を別にするといずれも7月にはっきりとしたピークがあり、移流霧として発生した海霧の侵入が主な原因らしいことは容易に推察できる。前の章で見たように海霧が大きなスケールを持つとすれば、太平洋側3地点（浦河、釧路、根室）の年変化傾向が似ていることや、距離的に近い釧路と根室の年間の霧日数がほぼ同じであることは偶然ではないはずである。

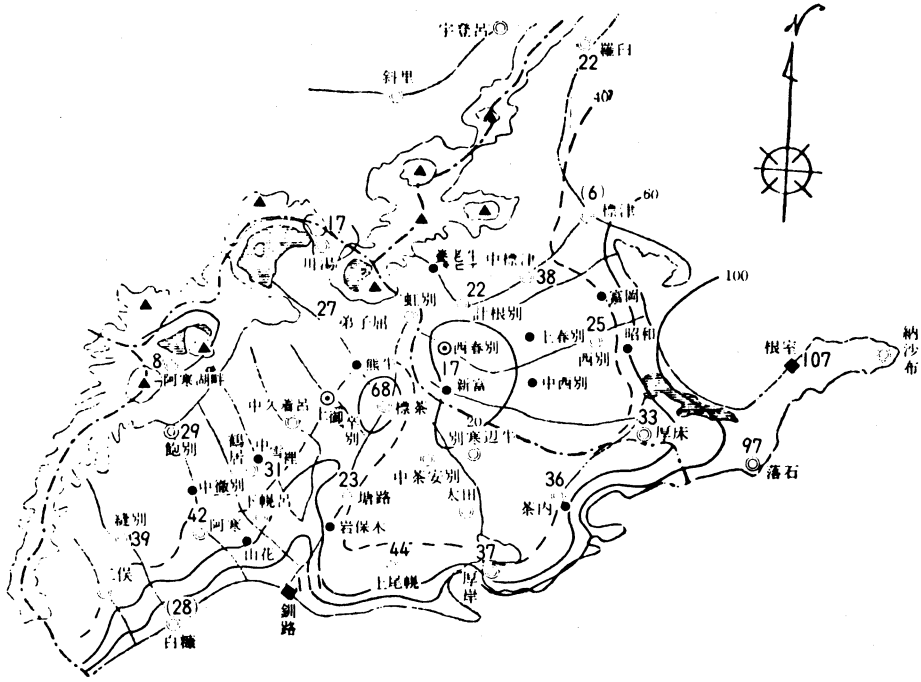
しかし、釧路と根室について細かく見た時に目につく違いとして、7月のピークが根室の方が高いこと、そして8月以後の減り方が釧路の方が緩やかなことが挙げられ



第6図 鉦路付近の地形（国土地理院発行の20万分の1地勢図（鉦路）による）。

る。この後の方の傾向は帯広においてさらに顕著である。内陸に位置する帯広では秋から冬にかけて放射霧が発生するが、鉦路でも気象台のある市街地の内陸側に湿原が広がっていて（第6図参照）、南北を海に狭まれた根室や山の迫っている浦河と比べると放射霧が発生しやすいと思われる。裏を返せば、この辺りの海上には春から夏にかけて大体霧があると仮定すると、根室の方が鉦路より広い範囲の風向で海霧が侵入するために7月のピークが高いとも言える。しかしこの点は必ずしも証明されてはおらず今後の調査研究に待つ所が大きい。いずれ

にしてもここで強調したいのは、陸上の霧が、海岸線や山などの地形および湿原や市街地などの地表面の状態の影響を受けやすく、場所による違いの大きい現象であるという点である。鉦路から根室にかけての海岸地域で海霧の侵入しやすい所は、第7図に見るように太平洋岸から根室湾にかけて全域にわたっており、年間100日以上も影響を受けている所が多い。そして特に鉦路湿原に沿って海霧が内陸に入りやすいことが分かる。「ひまわり」の可視画像で見た、霧（または層雲）の内陸への侵入の様子も写真で示しておく（第8図）。鉦路湿原の輪



第7図 年間霧日数の分布 (統計期間1951-60年; 北海道開発局, 他 (1967) による).

郭がくっきりと出ているのがよく見える. 霧の高さはせいぜい数百メートルなのでその温度は海面温度に近く, 衛星の赤外画像では霧と海面の区別はほとんどできない.

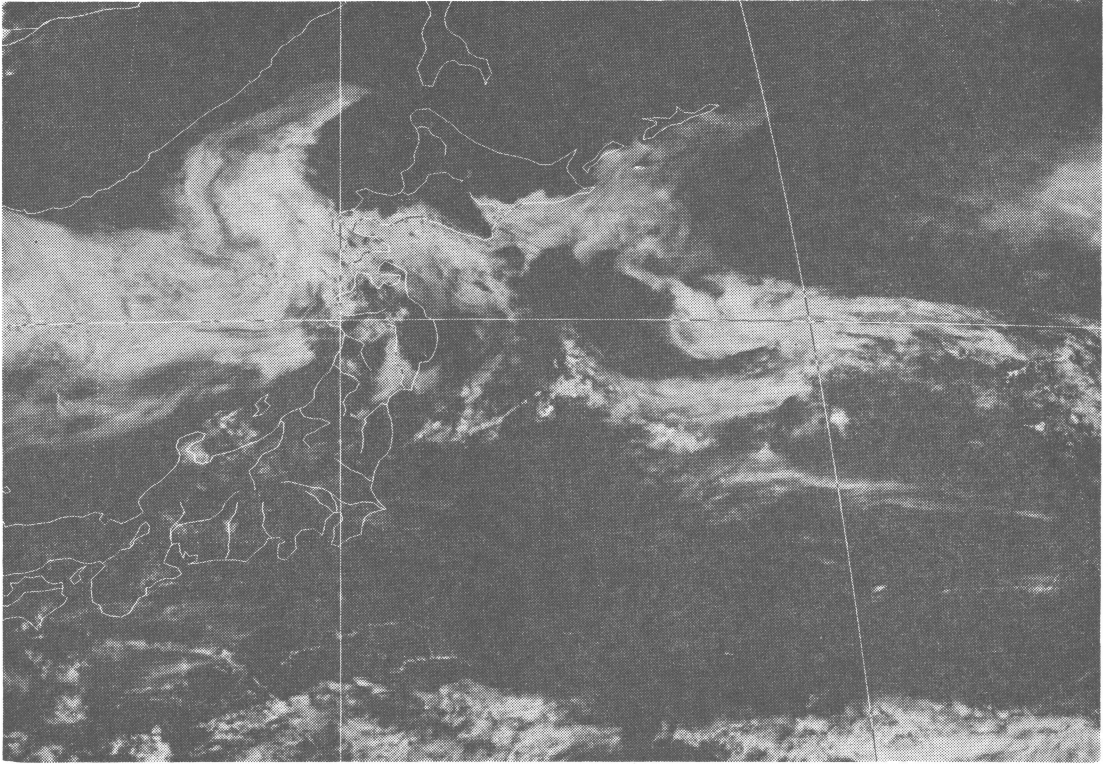
最後に霧が人間の生活に及ぼす影響を簡単に見てみよう. 陸上の霧はその視程障害を通して交通機関に影響を与えるばかりではなく, 日照不足や高湿度によって農業や住民の保健衛生にまで悪影響を及ぼす. 交通障害の一例として地元の「霧対策連絡協議会」発行のパンフレット (1981) から, 釧路空港で受けている霧による被害を拾ってみる. 釧路空港は第7図で霧日数が60~100日の所に位置していて, 最近10年間の6~8月の天候不良による欠航率は第3表のようにになっている. 1980年は冷夏のためもあり霧は平年に比べて少なかったが, それでも天候不良による欠航数188便のうち霧によるものは169便 (90%) を数えている. 他の年の霧による欠航数の割合はこれより高いと思われる.

### 6. 釧路の霧の観測

前の章で見たような霧の影響を少しでも軽減するため

には, 霧の予報精度を上げると共に, 防霧林や防霧ネットで陸上への霧の侵入を少なくしたり霧消散を促進するなどの積極策も必要となるであろう. しかし実際には, 釧路地方の霧はそもそも第2章で分類した原因の内どれを主因にして発生 (あるいは出現) することが多いのか, そしてその霧の時間的・空間的な変化の特徴はどうなっているのかなどの, 基本的な知識が今だに十分ではない点に問題がある. 従ってここではそれを補うにはどのような調査や観測, さらにモデル作り (第7章参照) を進めるべきかを, なるべく一般性のある形で考えてみる.

ある日ある時に釧路地方に住んでいる人々を悩ませた霧は, どのような状況で人々の眼前に表われ, どのような水平分布と鉛直構造の時間変化をした後で消えて行ったのか. 移流霧だったとすれば海上で発生し海からの風に乗って移動して来たと思われる. 陸上では昼間なら地面温度の上昇に伴い消散途中にあったであろうし, 夜間なら地面付近の放射冷却によりその場所で新しく発生した霧も加わって, さらに濃く厚くなりつつあったのかも知れない. 風向がちょっと変わっただけで霧の様子がか



第8図 「ひまわり」の可視画像(1979年6月4日00Z). 釧路湿原と十勝平野への霧(層雲)の侵入に注意.

第3表 釧路空港の6~8月平均運航状況.

年次	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55
スケジュール運航率	736	798	470	1,140	1,265	1,470	1,840	1,840	1,840	1,966
運航便数	475	644	370	986	1,162	1,366	1,641	1,573	1,630	1,764
欠航便数	261	154	100	154	103	106	199	267	210	202
うち釧路天候不良	233	150	100	152	103	104	197	264	208	188
運航率	64.5	80.7	78.7	86.5	91.9	92.9	89.1	85.5	88.6	89.7
欠航率	35.5	19.3	21.3	13.5	8.1	7.2	10.8	14.5	11.4	10.3
釧路の天候不良欠航率	31.6	18.8	21.3	13.3	8.1	7.0	10.7	14.4	11.3	9.6

なり変化した場所もあるだろう。もし、霧のタイプが移流霧や放射霧ではなく前線霧だったとすれば、陸上でもはっきりした日変化をしなかったかも知れないし、海からの風でもないのに霧が存在していたとしてもおかしくはない。こうしたある特定の霧の全体像を掴む目的では、第1章で触れた過去3回の特別観測のどれにも少しづつ足りない点があったように思う。

まず戦争中の観測は、対象とする霧がどういうタイプかは改めて問題にせず、とにかく霧の物理的・化学的性質を調べ、その応用として霧の予報法や人工消散の方法を研究している。1カ所だけではあるが係留気球に人が乗り込み上空の状態を直接測定するなどして、質の高い資料を得ている。ただ、地上の観測網の展開範囲は狭く、せいぜい数kmであり、しかも係留気球と関連づけ

た解析は少ない。船による観測も当然行なっていると思われるが報告は残っていないようである。霧の予報については、最初から移流霧を仮定した上でいくつかの方法を提案している。次に防霧林に関する研究の前半では、やはり移流霧を前提に防霧林を中心とした狭い地域で起こる変動のメカニズムを調べている。係留気球は同じく1カ所だけで用いている。これらの観測で共通しているのは、霧の発生段階は余り問題にせず、海岸付近の限定された地域が観測範囲になっている点である。ということは、その限定した観測域と条件のよく似た場所が他にもあれば結果をその場所の霧にも適用できる可能性があるという意味で、海岸の霧の一般的特性を知るのが目的の観測だったと言えよう。そして北海道の太平洋岸の霧の一般的性質を調べるのに便利な場所の1つとして、根室や落石(根室半島の付根で太平洋側)が選ばれたとも言える。

これに対して防霧林に関する研究の後半では、地上の気象観測の地域は釧路と厚岸を含めた広い範囲となり、防霧林付近だけに限定しているが係留気球に加えて複数の観測塔による鉛直分布の観測が行なわれている。海上でも船から係留気球を上げて海霧の鉛直構造を観測している。ただ陸上と海上の係留気球の資料の関係や、陸上の観測塔と係留気球の観測結果の間の関係は十分に追求されておらず、防霧林周辺の狭い地域を除くと3次元あるいは鉛直2次元の解析は残っていないようである。

なお釧路地方における広域観測として他に目につくのは、深石(1973)による霧の統計と実地調査をもとにした解析がわずかにあるだけである。昭和30年代の勇払原野での特別観測も、地上で広い観測域を設定すると共に海面温度の分布とも関連づけた解析を行なっていて、勇払原野という特定の地域へ海霧が侵入する仕方の特徴を探ることを第1の目的としていた。ただ、これら2つの観測は、いずれも霧粒の直接測定と係留気球などを用いての鉛直構造の観測は行なっていない。

以上のように今までの観測のやり方では、その時の霧が海上起源の移流霧が陸上に侵入したものであって観測域内の陸上で発生した霧ではないと本当に言えるのかどうか、さらに海からの移流霧だとしてその3次元構造はどうなっているのか、などの基本的な情報を十分に与えてくれない。つまり、ある日ある時の霧の全体像を掴むための特別観測は、ある程度の広さの地域をカバーし、しかも移流霧の侵入を対象とするなら、その地域内の少なくとも2カ所で大気の鉛直構造を観測しなくてはなら

ない。さらに海岸線の出入りや地表面の状態の違いまで考慮するなら、その分布に応じて観測点を増やし3次元の大気構造を知る必要がある。

釧路市周辺で上の要請を満たすには、どのような観測をすればよいか具体的に考えてみよう。まず付近の地形は第6図のようになっている。釧路市の市街地が釧路川の河口に位置していて、その西側から背後にかけて北の方へ釧路湿原が広がる。そしてこれらの両側の海岸線には高台が迫り、特に東側では崖になっている所が多い。釧路空港は西側の高台にある。

昨年行なった特別観測では、海岸線からの距離および湿原や市街地の影響が分かるように観測点を配置した(第9図)。まず海岸線から大体5kmと10kmの位置にそれぞれ3地点ずつの計6地点で、霧の発現と消散の時刻を記録した(無人観測)。これは移流霧の場合、一般風の風向によってどのルートで侵入しやすいかを調べるためである。一般の地上気象に関しては気象台やアメダスの資料が使えるが、それを補うためさらに数カ所の地上観測点を設け流線や温度分布の解析に用いる。鉛直2次元の構造を知る目的で陸上の2カ所で係留気球を上げ高度1000m位までの風向、風速と気温、湿度の鉛直分布を観測し、海上でも函館海洋気象台の高風丸が一般の海上気象観測と共に低層ゾンデを用いて高度2000mまでの気温と湿度の観測を行なった。これら3地点における鉛直分布の資料から、海上にあった霧が陸上に侵入し変質しながら移動し、逐には消散して行く様子を知ることができるはずである。航空機による観測は、霧の層の厚さが普通はせいぜい数百m程度なのでかなり難しいが、霧の層上部の霧粒の直接測定や日射放射の測定には欠かせない。昨年は霧粒の測定と写真撮影のみを行なった。

海岸に近い海上での霧の変化を少しでも早く確実に知るためには、海上に測器をセットしたり航空機や船でそのつど調べに行くのではなく、いわゆるリモートセンシングの方法で監視するのが能率的である。霧を対象にしてはまだ確立された方法はなく、これまでは気象衛星の可視画像を用いる位のものであった。今回の観測でも「ひまわり」の画像のスケッチを電話FAXを通じて毎回入手し、広い範囲の海霧の分布とその変化を監視することにより、陸上への侵入予想や航空機観測のタイミングを計るのに非常に役に立った。しかし、夜間はもちろん昼間でも霧の上に雲があると使えないし、変化の激しい小規模な霧を相手とするには分解能が十分ではないなどの弱点がある。調べたい時にすぐ使えないのも困る。



第9図 1981年釧路地方霧特別観測での観測点の配置。

そこでこうした気象衛星の弱点を補うべく、今回は雨滴を対象にした従来の気象レーダーより短い波長(8.6 mm)の電波を使うミリ波レーダーを海岸に設置した。定量的な解析にすぐ使い訳には行かないが、連続観測をすれば霧の細かい構造変化をリアルタイムで捉えることができると思われる。なおミリ波レーダーを霧の観測を目的として本格的に使用するの、世界でも初めてである。

以上は昨年の特別観測で気象研究所が中心になって実施した観測項目であるが、この他、国立防災科学技術センターは、地上2カ所で視程を測定すると共に霧出現時

には自動車による移動観測を行なった。それから、北海道開発局の土木試験所は、視程や霧の化学的性質を6カ所で測定し、さらに防霧ネットなどの霧対策安全施設の効果を实地に調べた。

なお今回の特別観測は今年も実施することになっており、観測項目、期間ともより充実したものになるはずである。

## 7. 霧のモデル作り

第4章から第6章まで、特に釧路の霧について具体的な事実を書いて来たが、最後にもう一度抽象的な見方も

含めた霧のモデル作りについて考えてみる。

ある現象が起きている空間内で物理量の分布がどうなっているかを知るには、実際に観測する他にも自然のコピーであるモデルを作り、物理量の定性的あるいは定量的な分布を推測する方法がある。ここに言うところのモデルとは、電子計算機によるシミュレーション用の数値モデルや実験室内でのモデル実験のように、モデルの中に何らかの形で現象を再現するような種類のものとする。もちろんこうしたモデルを作るには注目している現象に関する予備知識が必要であり、過去に集積された知識を整理し、それで不十分なら新たに観測を実施して補わなくてはならない。前の章でも述べたように、昨年の霧の観測もこうした側面を持っていた。ところが実際には、観測計画を立てるためにも対象とする現象についての予備知識が必要となる。このどうどう巡りを避けるためには、ある時点までに経験的に集積されている知識の整理から出発して、少し強引でもとにかく仮説を立ててみる。この仮説も広い意味ではモデルの一種であり、観測によって確認される必要がある。そこで〔経験→モデル化→観測→再モデル化…〕という連鎖が成立しその過程で現象に対する理解が深まって行くと考えてよい。

一般にモデル作りには全く違う2つの行き方があると思う。まず、省略しても定性的な結論には影響を与えない部分は、できるだけ省略して単純化するモデル作り。もう1つは逆に、少しでも影響のある部分ではできるだけ取り入れる、複雑化を厭わないモデル作り。実際には種々の現実的な目的や制約からこの2つの行き方の中間になるモデルが多くなるが、モデルという言葉の本来の意味からすれば第1の簡略化する行き方が本当であり、後の行き方は例えて言えば自然のイミテーション作りとなろう。モデル作りの目的に従って、どちらかの行き方が意識的に選択されるべきなのは言うまでもない。

さて本題である霧のモデル作りに対しては上のことはどうなるのだろう。霧が発生する時に関与する物理過程は第3章の最初に挙げておいた。第2表の關係に従えば個々のタイプの霧について、上に述べた本来の意味でのモデルの基本的な枠組みを考えることができる。ただ霧の存在自体が微妙なバランスの上にあることは概に見た通りなので、簡略化したモデルの中で実際に霧が発生するかどうかは、初期条件や物理過程の表現の適否などが関係していて単純ではない。これらはその1つ1つが研究のテーマになるような難しい問題を含んでいるので、モデルが最初から唯一に決まる訳ではない。その上、自

然の霧は複数の原因が重ね合わさった結果として、始めて我々の目に見えるまでに発達することが多い。従って簡略化したモデルでは、極端な条件を与えればともかくとして、地球上で起こり得る範囲の条件ではなかなか霧が発生しないかも知れない。しかしだからと言って、モデルの中で霧が発生しないことがそれ自体として直ちに困った問題となるのではない。むしろ、たとえ発生したとしてもそれが本当に正しいかどうかの吟味に耐えられるようなモデルになっている必要がある。こうして十分な吟味を経てなお霧が発生しない場合に始めて、省略していた物理過程を入れたり空間の次元を増やすなどして、モデルの簡略化の方向を緩和することになる。この緩和の必要性は、観測資料まで戻るかあるいは新たに観測を実施して確認すべきことで、ここに上述の連鎖が出て来る。こうした過程を踏まないで、モデルの中で霧が発生しさえすればよいことにもなり、最も簡略化したモデルで霧の発生を表現するという目標からはずれてしまう可能性がある。以上のようにして一応の完成をみる簡略化モデルは、第2章で行なった霧の分類の妥当性を確認するのに最も有効な手段となるべきものである。つまり、簡略化モデルは室内実験などと同じく、一般にモデル実験などと呼ばれている分野において最も有効性を発揮する。

これに対して複雑化を厭わないモデルは、もっと実用的な目的のために必要となることが多い。既に何度も述べたように、我々が目にする霧のほとんどは複数の原因から発生するのに加え、地表面近くの現象であるから地形などの影響を無視できないことが多い。従って、例えば釧路地方に発現する霧のすべてを1つのモデルで表わそうとすると、どうしても考えられる物理過程を可能な限り取り入れた複雑な3次元のモデルとならざるを得ない。変動する大規模な気象条件のもとで、釧路地方に霧が発現するかどうかを予報しようとする場合も、同じく考慮すべき要素は非常に多くなる。複雑化モデルを作るには計算時間などの制約を少なくする工夫は必要だが、簡略化モデルを作る時に比べて採用すべき物理過程の選択などの不確定要素はかえって減る一面もある。しかしその一方でモデルの結果の解釈はかえって難しくなる。

どういうことか具体的に見るために、まず観測について考えよう。3次元的な総合観測を実施すれば、それから得られた資料を用いてある瞬間の気象要素の空間分布や時間変化の様子は分かるかも知れない。しかし、そうした分布や変化を起こすに至った過程や原因にまでさか

のぼるのは難しいことが多い。複雑化モデルの結果の解析にも同じことが言えるのである。つまり、モデルで霧が発生しても（またはしなくても）その原因は何かとなると、モデルに組み込まれている物理過程の間の相互作用のために、個々の過程に分解して考えることが難しいのである。複雑化モデルは、こうした点でも、自然のイミテーションと言え面を持っている。もちろん、総体としての結果が現実に近いものであるなら、例えば予報という目的には合っているとも言える。しかし、釧路地方での霧の発現や消散の特徴を調べ、それをもとにして簡便な予報法を開発したり積極的な霧対策を講じようという目的で複雑化モデルを使うとすると、その使い方はひと工夫することになる。

### 8. まとめ

霧を境界層内で起こる現象の1つと考え、その発生段階に注目した霧の分類から始めて、釧路の霧を頭に置きながらその理解のための観測とモデル作りへと議論を進めて来た。全体を通してははっきりさせたかったのは次の点である。つまり、霧を総合的に理解するという事は、霧が出ている時と出ていない時、あるいは霧が発達しつつある時と消散しつつある時の、大気境界層の構造を総体として捉えることに他ならないという点である。今後、こういう観点からの霧の観測や調査が行なわれれば、第1章で述べた“ある種のギャップ”を埋めるのに役立つと思うが如何なものであろうか。

ここで将来へ向けての夢物語を描いてこの解説の締めくくりとしよう。移流霧である海霧の侵入を予想するには、一般的な意味での霧の予報法が確立されればいい訳だがその実現はなかなか難しい。それに現在行なわれている通常の気象観測の資料だけから、霧の分布とその時間変化の様子を知るのはほとんど不可能である。そこでミリ波レーダーのようなリモートセンシングの方法を普段から使えるようにして海上の霧の状態を常時監視し、風の実況などと合わせることで、陸上への霧の侵入を1時間程度前に予想する可能性が考えられる。1時間前でも空港などでは十分に実用になると思われる。風の実況の連続観測は現在のところ地上しかないが、少なくとも100m位の高さのある観測塔などにより気温、露点温度などと同時観測を行えば、これらの鉛直分布の時間変化から、霧を伴っている気塊の侵入を地上よりかなり早くかつ確実に把握できるのではないか。

最後に、今までの特別観測の報告や日本語の文献につ

いてまとめておく。戦争中は北千島や北海道東部で何回かの観測があったようだが、文献としては「千島、北海道の霧の研究」(1945)がこのほど複製されたので手に入りやすくなった。昭和25~28年に実施された「防霧林に関する研究」(1951~54)は、落石や厚岸で行なわれた多方面にわたる調査研究であった。この時の観測の文献は他に、「研究時報」第3巻特別号(1951)、第4巻特別号(1952;これは「防霧林に関する研究」の第2集に相当する)やHori(1953)を参照されたい。昭和33~37年の勇払原野と十勝平野を対象にした観測では、勇払原野に関する斎藤(1963)、札幌管区気象台(1964)それに荒川(1966)以外にはまとまった報告はない。なお霧一般については、黒岩、大喜多(1959)と唐津、他(1963)を参照されたい。

以上、今回の特別観測の成果から、夢物語の一部分でも実現するための基礎資料が得られることを期待しつつ、この稿を閉じることとする。機会ある毎に霧やモデルについての議論に加わって下さった方々に感謝すると共に、新たな問題点や御意見を筆者宛にお寄せ下さることを切に希望します。

### 文 献

- 荒川正一, 1966: 勇払原野の霧について, 研究時報, 18, 311-320.  
 Byers, H.R., 1944: General Meteorology, McGraw-Hill, New York, p. 645.  
 中央気象台, 1951: 研究時報, 3, 特別号, 87-130.  
 ———, 1952: 同上, 4, 特別号(防霧林に関する研究), p. 339.  
 Fleagle, R.G., 1953: A Theory of Fog Formation, J. Marine Res., 12, 43-50.  
 深石一夫, 1973: 釧路における夏の霧, 地理学評論, 46, 741-754.  
 北海道開発局, 釧路開発建設部, 釧路地方気象台, 1967: 大規模農業開発事業基礎調査, 釧路・根釧両原野地域気象調査報告書(総合版), p. 324.  
 北海道林務部, 1951: 防霧林に関する研究, 第1集, p. 179.  
 ———, 1953: 同上, 第3集, p. 275.  
 ———, 1954: 同上, 第4集, p. 299.  
 Hori, T. (ed.), 1953: Studies on Fog, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido Univ., p. 399.  
 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.  
 研究動員会議, 1945: 千島, 北海道の霧の研究, 第1期, p. 206+図版8枚, (複製版は日本気象協



- 会)。  
 霧対策連絡協議会, 1981: 釧路・根室地方における霧対策の概要, 釧路支庁, p. 59.  
 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, 101, 247-294.  
 Mason, B.J., 1971: The Physics of Clouds, 2nd ed., Oxford Monographs on Meteorology, Oxford Univ. Press, p. 671.  
 Meteorological Office, 1967: Meteorology for Mariners, Her Majesty's Stationery Office, London, p. 304.  
 Pettersen, S., 1940: Weather Analysis and Forecasting, McGraw-Hill, New York, p. 505.  
 Rodhe, B., 1962: The Effect of Turbulence on Fog Formation, Tellus, 14, 49-86.  
 斎藤 実, 1963: 勇払原野の霧, 研究時報, 15, 333-353.  
 札幌管区気象台, 1964: 勇払原野における霧の調査報告, 研究時報, 16, 69-83.  
 高橋浩一郎, 1943: 霧の発生について, 気象集誌, 21, 142-147.  
 Taylor, G.I., 1917: The Formation of Fog and Mist, Quart. J. R. Met. Soc., 43, 241-268.

増田善信 著

## 数値予報

—その理論と実際—

### 気象学のプロムナード 3

東京堂出版, 1981年12月刊,

A 5判, 278頁, 3,200円



現在までの数値予報を学ぶには格好の書であり読みやすい。構成は7つの章と2つの付録からなる。第1章「数値予報の歴史とその理論的背景」, 35頁。論理の展開上不要な式および式の導出を一切はぶき, 必要な式をいねいに書いてある。簡にして要を得た章である。第2章「予報モデルの変遷」, 37頁。バロトロピックモデルから準地衡風モデルを経て非地衡風バランスモデルまでを気象庁ルーチンモデルの発展に即し, 例をあげて説明している。第3章「プリミティブモデル」, 26頁。地衡風調節, 積雲対流のパラメタリゼーション, 境界層のパラメタリゼーションを論じ, 気象庁ルーチンモデル——6層ファインメッシュモデルおよび4層北半球モデル(現在はそれぞれ10層および8層)——を説明する。第4章「数値計算上の諸問題」, 25頁。少ないページ数にとってもコンパクトにまとめてある。計算スキームについて, ひとつおりの理解が出来る。第5章「数値予報と天

気予報」, 17頁。数値予報から天気予報への翻訳とその問題点の説明がある。第6章「客観解析とイニシャルゼーション」, 28頁。6つの客観解析法についてそれぞれの原理をわかりやすく述べている。修正法については気象庁ルーチンモデル(現在は最適内挿法)を例にあげ説明している。第7章「予報可能性と延長予報」, 47頁。中期予報の現状, これからの問題点が論じてある。

「全体を通してわかりやすく実によくまとまった本」というのが読後の印象である。特に第1章後半から第4章までに数値予報の「骨組み」の事項がわかりやすく書かれている。「コーヒーでも飲みながら楽しく気象学の森の中のプロムナードを散歩するつもりで……。」という編集方針どうりの本である。ただ残念なことは, この本には索引がない。いまからでもつけてもらえないだろうか。よい索引はこの本の利用価値をさらに高めると思う。

何度も言うようだが, 実に読みやすく楽しい本であった。この本は「数値予報」の本であり, いわゆる「気象力学」の本ではない。この特徴故に貴重な本であり, またギビナーにとっても数値予報の哲学を知るうえでありがたい本である。

(大野久雄)