

日本気象学会

北海道支部だより

第 18 号

目 次

- I あいさつ 札幌を去るにあたって 気象庁予報部.....毛利圭太郎
- II 解 説
- 最近の海陸風研究の動向 札幌管区気象台...内田 英治
- 最近の雷電気の発生についての一つの考え方
一つの考え方 北大理学部.....菊地 勝弘
- 放射性核種によるエアロゾルの研究 北大水産学部.....角皆 静男
福田 一義
- III 昭和47年度第2回支部研究発表要旨
(於札幌 北大理学部地球物理学教室)
- IV 通 信 欄
- “天気”「解説」に掲載を予定されている題名 ...札幌管区気象台...丸山 栄三
- “天気”地区編集委員からのお願い 北大理学部.....菊地 勝弘
- V 支部理事補充選挙結果と役員氏名のお知らせ
- VI 昭和47年度支部事業・会計・役員会報告
- VII 会 員 動 静



昭和48年6月

日本気象学会 北海道支部

I あ い さ つ ー 札幌を去るにあたってー

気象庁予報部 毛利 圭太郎
(前北海道支部長)

このたび気象庁予報部に転勤になりました。札幌在任3年のあいだ、気象学会北海道支部役員として皆様とともに過ごさせていただき、いろいろと御指導、御鞭撻、御協力いただき有難うございました。厚く御礼申し上げます。

3年間で振り返りみて学会支部活動として思い出に残ることは、46年秋の大会、45年秋の室蘭の講演会、47年秋の千歳における講演会などです。

46年秋の大会は5年ぶりということで、皆さんとともに私も張り切りました。大学の孫野先生、石田先生、井上先生、菊地先生その他多くの方々、気象台の藤範技術部長、杉本予報課長、丸山調査課長はじめ多くの方々とたびたび会合を開いて準備をすすめ、皆さんの分担をきめ大会当日まで持つて行つたときのことは忘れることができません。とくに事務局の中岡さん、千島さんには大変御世話になりました。

大会を思い出してみますと問題はやはり会場及びその運営に予算の中の何割を当てるかということだと思ひます。46年の時のように自治会館のような会場を使いますと、どうしても予算的に会場費の占める割合が多くなります。当時としては現実に外に適当な会場がなかつたので止むをえませんでした。

つぎに45年秋や47年秋の支部講演会についてですが、このような札幌を離れたところで講演会を開くときは、地元の方々の熱意と努力に頼りしなくてはならなくなります。それにはその自治体や関係者たちの御理解と御協力が必要になります。室蘭の時も千歳の時も盛会でしたが、室蘭地方気象台の方々や千歳航空測候所の方々に大変御世話になりました。何かと困難はあるにしても札幌以外の都市で学術的な講演会を開くことは今後も当然つづけるべきだと思います。支部としてもこのような講演会を後援する十分な予算がほしいのですが、なければならぬで質素でもこのような学術普及を行なうことは大切なことだと思います。

つぎに学会の研究に関することですが、支部としてメンバーの構成からいいますと、主として大学関係の方々と気象台関係の方々とになります。北海道支部における研究は大学側では主として雲や雪に関する研究、気象台側では主としてその土地土地の局地性の気象特性の解明が進められているように拝見しましたが、近ごろは今まで行なわれてきた研究に加えて、石狩湾の降雪に関して大学側、気象台側がそれぞれの立場から共同して探究のメスを加え始め、多くの成果がえられつつあることは、大変興味深く、今後の発展を期待したいと思います。

いろいろの理由から気団変質の研究が日本海では行なわれないことになり、南西諸島方面でAMTEXとして行なわれることになりましたが、やはり日本海の気団変質の問題も重要なことだと思います。その意味で、その一部であるにしても、降雪機構の探究をめざした降雪モデル確立を

めざした研究が進められつつあることに対して、その将来に期待してやみません。

札幌を離れて2ヶ月たちましたが、札幌のことが忘れられずにいます。

どうか皆様の御研究が実り多いものであることを祈りながら御挨拶いたします。

Ⅱ 解 説

最近の海陸風研究の動向

—とくに複雑な地形下における 大気汚染調査に関連させて—

札幌管区気象台 内 田 英 治

(目 次)

1. ま え が き

{ 著者が研究開始した理由。 雲物理の中の気流問題。 瀬戸内海大気汚染事情。 }

2. 大規模(数10~数100Km)と小規模(数~数10Km、とくに複雑な地下形)の海陸風研究

{ 大規模における単純化。電子計算機使用前後の事情。ヒートアイランド研究への発展。地
形効果調査への糸口。ミクロスケールにおける問題点。 }

3. 小規模海陸風を考える時の支配方程式の意味と変動パラメーター

{ 独立変数と連立方程式。パラメーターの推定。 }

4. 実地調査の解析結果

{ 下松市(山口県)における調査結果。100 Kmスケールの場合との関連。 }

5. 今後の研究課題より

6. 文 献

1. ま え が き

著者はもともと雲物理学の一部を主として研究してきたのであるが、海陸風の研究と雲物理学の研究とは一応何の関係もない。しかしよく考えると、雲物理の分野でもたとえばエアロゾルの研究、または対流セルの研究にしても少々広いスケール(数~数10 Km)の気流の場がわからないということでその方面の早急の解明が要望されていた。それはエアロゾル研究にしても、必ずエアロゾルを含む空気の流跡線が問題となるし、対流セルの雲物理的構造を考えるにしても、そのセルが消長する広い場の気流はどうしても配慮しなくてはならない。その意味で気流の研究の必要性を痛感していた。もちろんその解明には力学的理論が用いられる。ミクロ的雲物理学(実験

・観測)を学んできた者にはいさゝか難物のけらいもある。しかし雲物理という多くの要素を含む学問を追求するには、針でつゝいたようなこまかいことをいつまでも究めるのも、(学問を深くやるという意味で)重要であるが、より大きい視野に立つて見直すのも現象の全体像をつかむ意味で大切と思っていた。

丁度、昭和46年4月に下関に転勤を契機に、思いきつて一部イメージチェンジすることとし、とくに瀬戸内海北岸地帯の各市で、石油コンビナートを中心に起っている大気汚染に関連して、(雲物理に直接関係ないが)海陸風の研究もやることにした。この地方では海岸線が複雑で背後山塊も比較的接近しているし、大小河川も海におちこみ、しかも隣接都市が軒なみ公害を起さんとしていて、その対策が今まさに強く要望されている。

そもそも大気汚染にはまず排煙の拡散が問題となるが、今迄の拡散式は流れの場を横むきの一方向に与えている。しかしとくに日本の海浜地帯のような場所では、大気汚染が起るような弱い風の時(晴れた日の場合)、たいてい海陸風が起る。このとき空間的に見ても循環現象が起るし、時間的に見ても、一定の周期(一日単位)変化が起るので、従来のように拡散式をつかうわけにはゆかない。このようにして海陸風研究はたとえば汚染問題がきびしい瀬戸内海周辺で最近とみに大さわざとなつてきた。とくに各自治体や県がその地方ごとの大気環境基準値をきめる時にこの研究は必要かくべからざることになつた。そして研究者間のこの問題の共同意識が昭和47年11月の気象学会関西支部主催の海陸風シンポジウムにまで発展して行つたわけである。

2. 大規模(数10~数100Km)と小規模(数~数10Km、とくに複雑な地形下)の海陸風の研究

すべて学問研究は断片的知識の集積という単純な方法よりも、系統的な一つの方法論を用いる。それが、いわゆる演えきのか帰納的かは学問研究の場の状況によつて違ふが、海陸風という原理上比較的単純な現象もこまかにみると容易なことではないので、これを系統的に追求する試みが20世紀当初よりなされてきた。

それは理論における単純化であり、対象としては大規模現象をとりあつかうことである。(しかるに実際は我々の住んでいる小規模地形の下で複雑な現象およびその観測がいつも問題になり、前者の発展も后者の社会的要請によつて刺激され考慮されてきたのは否めない事実である)。

海陸風はそもそも太陽の放射エネルギーを陸と海という比熱の異なるものが受け、それからのみかえりが大気中に温度差を生じ、それにより水平方向に圧力勾配が生じることによつて起る。

ところで海陸風理論の発展は浅井・吉門(1973)にまとめられているが、1922年頃には運動方程式の中の気圧傾度力と摩擦力のバランスという考え方より出発している。時間変化はこの頃はたゞ定常としか考えてないが、空間分布(たとえば補償流構造)をもみごとに論じている。1932年ともなると、日本の学者も仕事を開始し、大気を非定常としてとり扱い、運動式の中の移流項やコリオリー項を省略したり、場合によりコリオリー項だけを入れたり、熱・水蒸気の渦拡散、鉛直移流の熱の輸送など考慮して、解析解をつくつている。これによる貢献は、一つには、各要因の

役割りを数値的に示したことが、および海陸風現象が時・空間的にはつきりした循環・周期現象としてとらえたことであろう。しかしこれらはあくまで線型理論の立場で論じられており、仮定もラフで実際の現象を説明するには完べきではなかった。

1955年ともなると非線型の議論がはじまり、数値計算は電子計算機の改良にともない急速に進んだ。そして二次元の解としても運動式の移流項を考慮し、接地気層を遷移接地層と摩擦接地層に分けたり、渦拡散係数をリチャードソン数の関数として与えたり、一般風を与えたり、風の鉛直シア分布まで考えたり、わざが細かくなってきた。最近では渦拡散係数の空間的役割りを詳細に考えたり、地面との熱平衡を考えたり、水熱気の問題を入れたりしている。また三次元解析も1970年ともなると吟味されている。

そのうちに、平地の中の限られたヒートアイランドと言った問題が少しさかのぼる1950年当初よりポツポツ議論がはじまっている。これは近頃ではアメリカなどの大陸の中の都会にみられる都市風と大気汚染に関する理論として興味ぶかい。最近は数多くの論文が発表されている。

しかし今迄は地形の凹凸や海岸線の湾曲、さらに海における島の分布、大いさなどいわゆる地形問題が日本などでは大変実地的なので、今年のシンポジウムではそれも激しく討議された。1970年に湾効果を入れた三次元解析の理論が出ているのはおもしろい。それにしてもそのような微細構造を考えると、その地形固有の配置状況が一つ問題になるし、さらに一般風の構造自体が重大な影響を与える。さらに海岸に山地が近寄っていれば山谷風が重なって同じ位相のもとに海陸風と重なるし、いわゆる小さい意味の局地風（山越え気流とか、山を迂回する風など）も影響を与えるので、とり扱いは楽ではない。さらに一般風を支配するメソの高気圧はどんな特性をもつかが基本的命題となる。ミクロスケールを論ずるにはそれらに対する構えが問題である。

3. 小規模海陸風を考える時の支配方程式の意味と変動パラメーター

海陸風を論ずる場合に独立変数は何かを考えてみると、三次元座標を考えた場合、とりあえず u 、 v 、 w 、という速度三成分、気圧 p 、温位 θ の5つが挙げられる。それ故に連立方程式は次の5つでよい。

(Neumann et al. 1971)。

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{加速度式} \quad \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial u}{\partial z} \right) + f v \\ \text{(x成分)} \\ \text{(y成分)} \quad \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + w \frac{\partial v}{\partial z} = \quad \quad \quad \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial v}{\partial z} \right) - f u \\ \text{(z成分)} \quad \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \\ \text{温位式} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \quad \quad \quad \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \\ \text{連続式} \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \end{array} \right.$$

$$\text{たゞし渦拡散係数 } K = K(h) \frac{H-Z}{H-h} : \begin{pmatrix} 0 \leq Z \leq h : \text{constant} \\ \text{— flux layer} \\ h \leq Z \leq H : \text{transition layer} \end{pmatrix}$$

海岸線は直線、陸地は平面、すべての現象は海岸線に沿うて（ y 軸）一様としているから本質的に2次元取り扱いである。（ ρ ：空気密度、 f ：コリオリー因子、 g ：重力加速度）

もちろんこの式は大気中の局所的気塊について成立つものであり、ラグランジュ式の考え方であるのは当然である。

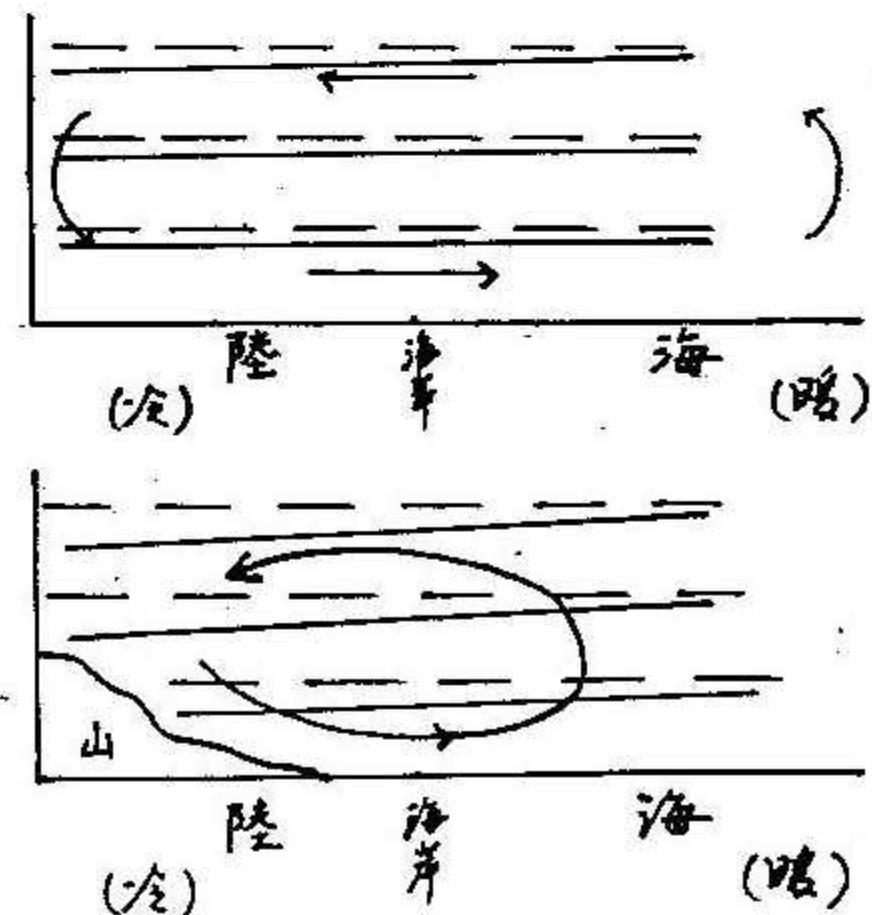
この次に境界条件とパラメーターをどう考えてゆくかが問題で、数値計算（二次元）としては計算領域をたとえば $x = \pm 200 \text{ km}$ 、 $z = 2 \text{ km}$ ととり、地表面温度は時間に対しては $\sin$ 関数、また海岸からの距離についてはある関数とし、海表面は温度一定、海岸線近辺は中間値を用いると言ったやり方をよく採用する。また渦拡散係数 K を乱流学上合理的にとり、温位計算の地表面初期値 $(\frac{\partial \theta}{\partial z})_0$ を適当に与えるなど、初期値やパラメーターに対する注意は大切である。

しかし今こゝで重要なことは複雑な地形（たとえば湾が入りこんでいたり、背後地が海岸に接近していたり）下で海陸風を考えると、この方程式より考えられることは何かということである。そして事実各地でまず問題になつてゐるのは、大規模の海陸風でなく小規模の海陸風循環の中の排煙拡散問題である。これについては全然未開拓であるとはいへ、さし迫つた大気汚染対策のため何らかの理論的裏づけが必要となる。

それで先の連立方程式の各項のオーダーを吟味して、地形の凹凸状や湾状形態がどのように海陸風にきいてくるのか考えるのも一つのアプローチと思われる。Estoque (1962) の論文中にある微分計算間隔をもとにすると、運動式の x 成分において、左辺の $\frac{\partial u}{\partial t}$ は 10^{-2} のオーダーであり、移流項 $u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z}$ はともに 10^{-3} となる、これにひきかえ右辺は K を適宜与えれば、傾圧項および摩擦項はともに 10^{-2} のオーダーであり、この符号が逆になつてゐることから、二項の押し引きにより左辺の時間変化項 $\frac{\partial u}{\partial t}$ に影響を与えることになる。

第 1 図

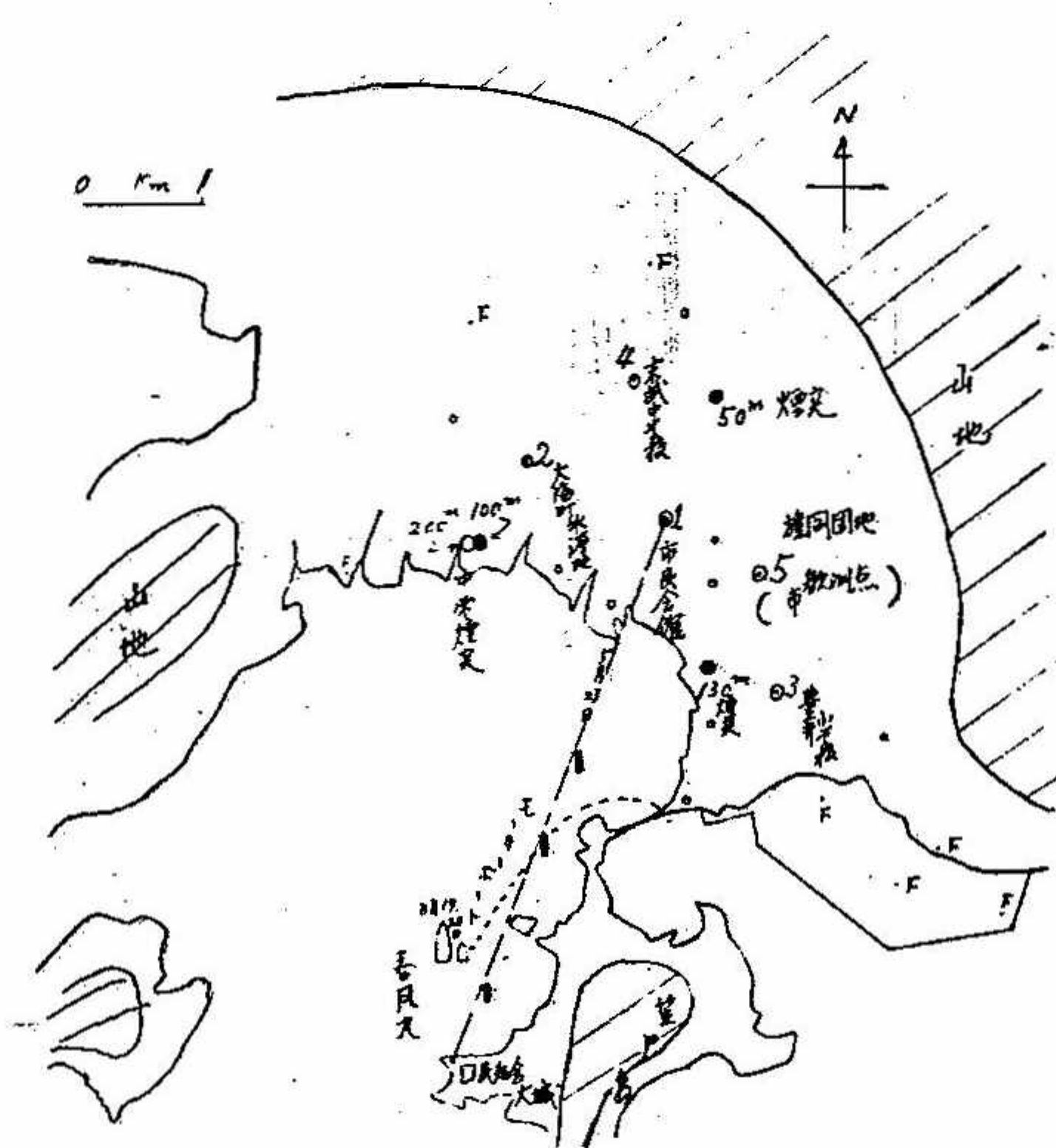
海陸風循環に対する地形効果
上（陸地平面）、下（山地）
破線は海陸面同温の時の等圧面、実線は陸地冷却による等圧面、下図のように山岳があると等圧面傾斜にも影響を与え、結果として小規模循環をひきおこす。



こゝでたとえば第1図に示すように、背後地が海岸に接近していれば、その斜面のもつ温度分布が上空の気層の気圧分布に与える影響は当然あるわけで、一つの山谷風効果が共存することになる。だからこの場合、傾圧項 $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$ は斜面上空で値が増大すると思われる。(等圧面と等密度面とが互いに傾斜しているために起る管状循環をソレノイド循環というが、斜面の存在はそれを助長する)。それに従つて $\frac{\partial u}{\partial t}$ も変化をきたし、風速 u は時間的に変化はげしくなる。これにひきかえ、運動式の z 成分の各項をみると、左辺 $\frac{\partial w}{\partial t}$ は $\frac{\partial u}{\partial t}$ より小さい 10^{-3} のオーダーであるが、移流項も同じオーダーとなる。つまり上昇流の水平・鉛直方向の変化勾配は大きい。右辺の傾圧項は 10^3 と大きい、重力項も 10^3 となる。だから右辺の大きな二項の値のかけひきにより ($-\frac{\partial p}{\partial z} < 0$) 左辺の 10^{-3} の項は大巾に影響をうける。いま地形効果を第1図のように考えると、 $\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$ も大きく変り、左辺は大巾に変わるため、 w の時間および空間変化がはげしくなる。つまり地形によつて小規模の循環が起りうることを示している。

これに加えて海浜地帯がもし凹型でその湾内の空気がよどむような地形であるとすれば、上述の理論に加えて海陸風循環は大規模のゆるやかなパターンと異なり、ますます小規模循環が起りうると期待される。数量的には Mc Pherson (1970) が湾効果を計算して、小区域循環を論じている。

4. 実地調査の解析結果



第2図 下松市観測点配置図

山口県下松市は第2図に示すような地形の下にあり、市と湾内の空気は周辺の山塊（約300～400mの高度）に相当の部分囲まれている。この市についての第1回の観測は日本気象協会（1972）によつて1年にわたつて行なわれ、ひきつづき内田（1973）が概要を報告している。

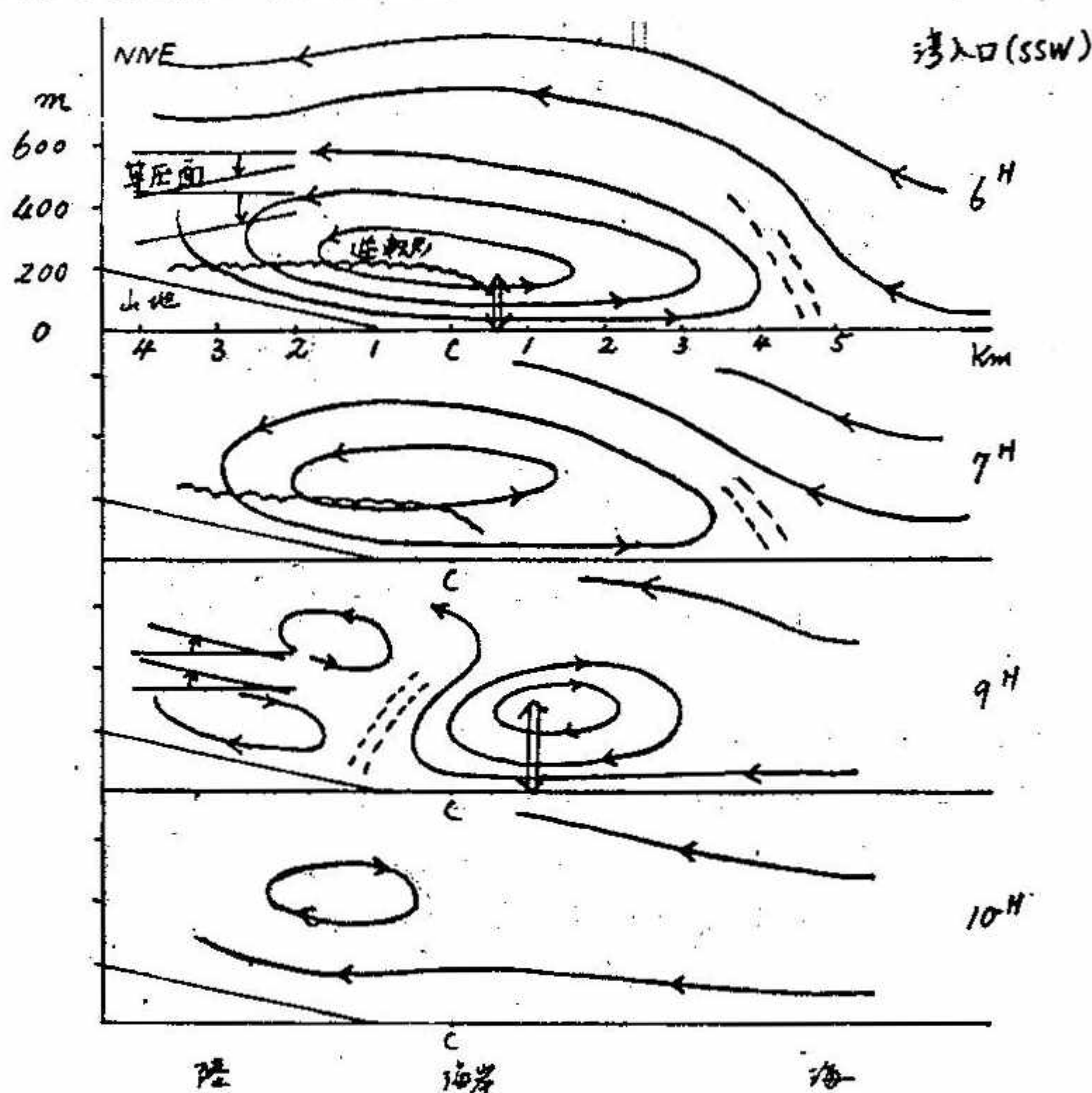
この調査の特長は、(a)典型的内湾構造をもつ沿岸都市上の（比較的）閉じた気層の中の海陸風循環であること、(b)観測にあたつては湾内の海上でも船（神戸・春風丸）、モーターボートによつてデータをえたこと、(c)市特有の小地域海陸風循環を論ずるに当つては、周防灘規模（約100kmスケール）の気象構造から考えようとしていること、(d)市海岸地帯にある200m煙突（温度計5点設置）の気温データや高度55mの風向風速計のデータ、さらに市の汚染観測点（4ヶ所）のSO₂、風向風速、データを資料としておさの細かい解析ができたことなどがあげられる。

この調査にあたつては、数理解析として古くは桜庭（1935）、荒川（1937）、数値シミュレーションとしてEstoque（1961、62）、Neumann et al.（1971）、さらに湾効果としてMc Pherson（1970）の論文が大変参考になつた。



第3図 地表面、海面温度分布

第2図には下松市の大気汚染観測点の配置まで入れてある。この地形を見た場合、市沿岸部と内湾は周辺の山塊によりほゞ囲まれ、接地逆転出現時にはとくに下層 $200^m \sim 300^m$ の空気はよどみがちになり、海陸風循環は先に述べた理由によつても小規模にも起りうる事がわかる。第3図は周防灘規模の温度分布(1971年4月12日)であり、陸地には当日の最低、9時、最高気温分布を記してあり、海面には従来の観測値を記した。この分布により下松市周辺の大規模の場合(高気圧支配下)の大体の接地気層構造がわかり、下松一小郡の海岸は大体海岸に直角に一樣な海陸風が吹くことがわかる。また米子、福岡の気層データも当然参考にして、周防灘海面上の接地気層を吹く風を推定して、下松地区の一般風とした。



第4図 小規模循環モデル

第4図は今の一般風を考え、下松市沿岸にて行なつたパイバル、ノンリフトバルーン観測データを加味して作つた鉛直断面図であり、6時に海上にあつた前線が9時には上陸している。なお前線上陸に伴つて沿岸部数点の SO_2 濃度(1時間値)は急増し、9、10時は8時の値の2~10倍にも達した後、減少している。

このように陸風→海風の反転時(大体9時ごろ)以后 SO_2 が急増するのは、海風の立体的循環により上層の逆転層(200m程度)付近によどんでいた濃い汚染質が地表に収束輸送されると考えられる。またいわゆるFumigation(いぶし出し)現象も加わつていとも思われる。さらにこまかく解析すると弱い南よりの一般風(SSW方向)は非常に市にとつて元凶であつて、市の東部の

観測点（豊井小学校）では非常に SO_2 が大きくなる。これも気流の地形による収束（水平方向）として考える。

このように小規模循環（この場合、10kmスケール）を論ずるには大規模大気構造（100kmスケール）にもとづく一般風を基本に考えない限り、正しくは考えられないことがわかる。

Estoque (1962) はその一般風効果を論じたはじめの人であつた。この周防灘の一般風により下松市の小規模循環は大幅に変ることが他の調査からもわかつている。

5. 今後の研究課題より

a) 一般風の構造の調査、とくに低い接地気層（200～300m）の中で風の方向、強さ、シア、気層安定度など。

b) 調査目的の都市の海岸に平行して吹く一般風の調査。Estoque の研究によつてもこの効果は循環に大きくひびく。

c) 山岳の表面温度の観測。夜間のデータ、とくに海風が陸風に反転する時間、およびその構造の調査。

d) SO_2 濃度の短時間観測値（5又は10分）の決定。逆転層付近の SO_2 分布、Fumigationの効果の決定。

e) 地形効果の検討。山谷風が同位相で起ることに対する分離調査。大小の島しょある場合はその量的効果の検討。

f) 換気量（環境容量）の決定。とくにエクマン層の中の現象であることを考慮しつつ考える必要あり。

g) 実地形をとり入れたシミュレーションの可能性の検討。

大気境界層調査はAMTEXと関連して現在最も注目されているが、複雑な地形下の海陸風研究においては、少し視野を広げればエクマン層下のこまかい研究（乱流輸送、その他）となり、限りのないテーマである。しかし海陸風研究についても当面の課題a)～g)以外に多くのテーマがあるであろう。

6. 文 献

浅井富雄・吉門 洋（1973）：海陸風に関する理論モデルとその問題点 天気20、№3.119

荒川秀俊、宇津木政雄（1937）：海陸風の理論

気象集誌、第2輯、第15巻、第5号、189

内田英治（1973）：下松市笠戸湾の海陸風循環の特性 天気20、№2.6

Estoque, M. A. (1961): A theoretical investigation of the sea breeze, QJRMS. 87. 136

Estoque, M. A. (1962): The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation, JAS. 19.244

桜庭信一（1935）：海陸風に就いて

気象集誌、第2輯、第13巻、第1号、21

日本気象協会福岡本部(1972):

下松市大気環境調査

Neumann, J. and Y. Mahrer(1971): A theoretical study of the
land and sea breeze circulation, JAS. 28. 532

Mc Pherson, R. D. (1970): A numerical study of the effect
of a coastal irregularity on the sea breeze, JAM
9. 767

最近の雷電気の発生についての一つの考え方

北大理学部 菊 地 勝 弘

§ はじめに

雷電気の発生についての総合報告は既にいくつかなされている。例えばMason(1953)、Chalmers(1957)、河村(1961)、Vonnegut(1963)、Mason(1965)などがそれである。また菊地(1966)は雷研究会のシンポジウムでの雷雲の電荷生成の総合報告をもとにして気象研究ノート第16巻3号に1960年以降の雷雲に関する観測結果や、雷電気についての実験結果を各理論毎に分類して当時までの電荷生成の諸理論を括めたが、その時点ではそうであつたように総花的で特に雷電気発生を決め手となるような結論を述べるに到らなかつた。最近雷について最も解り易く述べたものとして孫野長治(1969)「雲と雷の科学」、畠山久尚(1970)「雷の科学」等があるので参照されるとよい。

さて多少とも雷に興味のある方なら Wilson, Simpson の雷雲のモデルについての論争は御存知のことだが、最近の雷電気発生メカニズムに挑戦しているのにどんな人達がいるかというと、ロンドン大学で多くの若手と数多くの実験、理論を発表したMason教授がイギリス気象局長官に就任以来、ロンドン大学でのスタッフは方々に散らばり、当時Masonと多くの研究をした1人、Lathamはマンチエスター理工科大学でその後も実験、観測を行い精力的に研究を進めているが、ワシントン大学のHobbsは兎も角として、MaybankやMatthews等は雷電気とは別の研究をしているようである。また同じイギリスのDurham大学で大気電気学の教科書等でよく知られているChalmersが亡くなつたあとはHutchinsonのグループが水滴の凍結の際のspiculeやsplinterに伴う電気現象の研究をやつていたが、こゝ数年は新しい論文にお目にかゝつていない。それに対して最近Mason一派が多くの仕事をしていた頃にはあまり知られていなかったカリフォルニア大学のPruppacher, NCARのDrake, トロント大学のIribarne, アリゾナ大学のDawson等が電気発生の研究を多くしているのが各学会のJournalに掲載されるようになったが、それらの多くは水滴の衝突分裂に伴うものや、水滴に含まれる不純物の影響といったものが比較的多く、いわゆる雷雲上部の低温領域の氷晶、雪結晶の電気現象はあまり行われていない。一方これとは対照的に北海道大学の孫野教授のグループが過去20年来、雪結晶、氷晶の電気現象に関して精力的に低温室実験、観測を行なつてきているが、最近氷の摩擦、破壊、融解等の実験から、氷晶それ自身の帯電現象、微小水滴の凍結、splashingに伴う実験へと変つてきており、それと併行して電荷ゾンデ、電位ゾンデの開発にも力を入れて冬期石狩湾沿岸の降雪雲の電氣的性質の研究にも力を注いでいる。

しかし残念ながら、現在までに内外で発表された多く研究者による成果は雷雲を部分的に取扱つたものが多く、系統的にとらえて議論をしたものは殆んどなかつた。というよりは雲底+20℃、雲頂-30℃以下という厚い雷雲の中での単に水蒸気、水、氷への相変化に伴う電気現象が複雑

であるという他に、特に過冷却水滴の振舞い、上昇下降流に伴う液相固相間の衝突分裂、固体同志の摩擦に伴う問題、更にそれに含まれる不純物の影響、あるいは雷雲内外の電場の影響等々、その複雑さは数えあげればきりがなく、仲々雷雲全体を通して満足する電気発生まで結びつけるまでにはゆかないというのが事実だったのである。

ところが最近、先のMason長官が1972年のProceeding of Royal Society, London, A, 327巻に The Bakerian Lecture と称する講演の内容を括めた The Physics of the Thunderstorm (雷雲の物理) という大論文を発表した。それは先人達の観測実験結果にロンドン大学にいた当時の実験結果を巧みに織り込み、彼独特の手法で括め上げたものである。この評価は後にゆずるとしても現在のところ電荷発生、分離、電場の強さ、放電時間、放電後の電場の回復等、従来電荷発生、分離に主に力を入れてきたのに対して電場および放電後の回復まで考慮した系統的な雷電気発生の一つの考え方として現在のところ画期的であるのでこの機会に紹介しておきたい。また理論が満足すべき雷雲の構造、電気的特性についても同じ論文から簡単に紹介しておきたい。

§ 雷雲の構造

Byers and Braham (1949) のモデルに従い

- (i) 幼年期：継続時間10～15分、単一セルの直径約1 Km、雲頂高度0℃付近、上昇流5～10 $m \cdot sec^{-1}$
- (ii) 成熟期：雲頂高度-30℃以上、雲底高度0℃以下、下層で水滴、上層で氷晶と過冷却雲粒の共存、-40℃層以上では氷晶のみ、降水および電光放電は15～30分以内、上昇流および下降流10～30 $m \cdot sec^{-1}$ 。
- (iii) 消滅期：継続時間約30分、セル全域で下降流

§ 雷雲の電気的特性

雲内の電荷分布：上部に正、下部に負、雲底近くに局所的に正の領域

雲内の電場の強さ：数 $KV \cdot cm^{-1}$ 以上

平均電気能率：100 C·Km

正負の電荷の垂直方向の距離：2～3.5 Km

中和される電気量：10～30 C

放電間隔：約20 sec

§ 理論の必要条件

- (i) 単一セルからの降水および電氣的活動の平均継続時間は約30分。
- (ii) 1回の雷放電で破壊される平均の電気能率は100 C·Kmで、それに相当する電荷は20～30 C。

- (iii) 半径約2 Km前後の積乱雲の中で電荷は $-5^{\circ}\text{C} \sim -40^{\circ}\text{C}$ の範囲内で発生分離しなければならない。
- (iv) 負電荷は -5°C 、主正電荷はその上方数kmの位置で、付加的正電荷は雲底付近
- (v) 電荷発生分離の過程は降水(霰)の発達と密接に関係している。
- (vi) レーダーで検出可能な大きさの降水粒子の発現の10~20分以内に最初の放電が行なわれる位の十分な電荷の発生分離がなければならない。

§ 雷雲内の電荷発生の新理論の探索

先の論文でMason(1953)は放電の頻度およびそれに伴う電場の変化を説明できる程十分な割合で電荷の発生分離を起させる理論は何もないと結論したが、例えばWilson(1929)の“influence theory”, Simpson(1909)の“drop-breaking mechanism”, Workmann and Reynolds(1950)の理論等であるが、今回の理論を樹てるに当つては次のような現象に特に注目した。

- (i) 根本的な電荷発生機構は $0^{\circ} \sim -40^{\circ}\text{C}$ 層の間に生じる、従つて過冷却雲粒か氷粒若しくは両者が必ず存在する。
- (ii) 放電は屢々霰に伴う、この霰は過冷却雲粒の付着および凍結によつて作られる。
- (iii) rimeの形成の過程でsplinterが生じ、電荷分離が行われる。

§ 分極した霰と氷晶との衝突による電気現象

今、下向きの電場の中を落下する霰を導体として考えると、第1図に示すようにその上半分は負に下半分は正に分極し、相対速度の差によつてこれと衝突し、はねかえる雲粒や氷晶は、この両者の接触時間がconductionによるcharge transferの時間より長ければ、結果的に雲粒や氷晶は正に帯電して上方へ、霰は負に帯電して下方に運ばれることになり、雲内で大きな電荷分離が行われたことになる。この時の霰のcharging rateは

$$\begin{aligned} dQ_R/dt &= -E' \pi R^2 (V_R - v_r) n_r \alpha r^2 \left(\frac{\pi^2}{2} F \cos \theta + \frac{\pi^2}{6} \frac{Q_R}{R^2} \right) \\ &= -\frac{1}{\tau} (3FR^2 \cos \theta + Q_R) \dots\dots\dots (1) \end{aligned}$$

と表わされる。こゝで R : 霰の半径、 r : 氷晶の半径、 V_R : 霰の落下速度、 v_r : 氷晶の落下速度、 n_r : 氷晶の空間密度、 F : 垂直電場、 E' : 衝突断面積、 α : はねかえりの係数、 θ : 衝突角、 $\tau = [\frac{1}{6} \pi^3 E' (V_R - v_r) n_r \alpha r^2]^{-1}$: 霰の帯電に要するrelaxation timeである。今氷晶のはねかえりは霰の下面のどの部分でも等しい確率で起るとし、 $\theta = 45^{\circ}$ とすると、(1)式は積分可能となり、

$$Q_R = (-3/\sqrt{2}) FR^2 (1 - e^{-t/\tau}) \dots\dots\dots (2)$$

となる。霰とはねかえつた氷晶の間の重力差による電場の変化は従つて、

$$\begin{aligned} \frac{dF}{dt} &= -4\pi \left[\sum^R N_R V_R Q_R - \sum n_r' v_r' q_r' - i \right] \\ &= 6\sqrt{2}\pi F \sum^R N_R V_R R^2 (1 - e^{-t/\tau}) - 4\pi \sum n_r' v_r' q_r' - 4\pi i \dots\dots\dots(3) \end{aligned}$$

となる。 N_R :霰の空間密度、 n_r' 、 v_r' 、 q_r' :はねかえつた氷晶の空間密度、落下速度、荷電
量、 i :leakage current density である。今、 $V_R = V_R' - V_R^*$ (重力) - V_R^* (電気力)
とおき、 C_D :抵抗係数、 ρ :霰の密度、 ρ_a :空気の密度とすると

$$\frac{1}{2}\pi R^2 C_D \rho_a V_R^2 = \frac{4}{3}\pi R^3 \rho g - \left(\frac{3}{\sqrt{2}}\right) F^2 R^2 (1 - e^{-t/\tau}) \dots\dots\dots(4)$$

から、 $C_D \rho_a V_R = \text{const} = 0.4$ とおくと、 $V_R^* = \left(\frac{7.5\sqrt{2}}{\pi}\right) \times F^2 (1 - e^{-t/\tau})$ と表わさ

れ、結局

$$\begin{aligned} \frac{dF}{dt} &= 6\sqrt{2}\pi F \sum^R N_R R^2 V_R' (1 - e^{-t/\tau}) - 90F^3 \sum^R N_R R^2 (1 - e^{-t/\tau})^2 \\ &\quad - 4\pi \sum n_r' v_r' q_r' - 4\pi i \\ &= \frac{9}{\sqrt{2}} \cdot \frac{pF}{R\rho^{2/3}} (1 - e^{-t/\tau}) - \frac{270}{4\pi} F^3 \frac{p}{\bar{R}\bar{V}_R' \rho^{1/3}} (1 - e^{-t/\tau})^2 \\ &\quad - 4\pi \sum n_r' v_r' q_r' - 4\pi i \dots\dots\dots(5) \end{aligned}$$

となり、 $p = \frac{4}{3}\pi \sum^R N_R R^3 V_R$:降水強度を表わす。 $\bar{R}$ 、 $\bar{V}_R'$:密度 ρ の霰と同じ質量を持つた雨滴
の半径、落下速度の weighted mean values である。今 p を($\text{mm} \cdot \text{hr}^{-1}$)で表わすと、
 $\bar{R} = \frac{1}{20} p^{1/4} \text{cm}$ 、 $\bar{R}\bar{V}_R' = 2.0 p^{3/4} \text{cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$ の近似関係が成り立ち、
 $\rho = 0.5 \text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ とおくと(5)は、

$$\begin{aligned} \frac{dF}{dt} &= \frac{p^{3/4} F}{180} (1 - e^{-t/\tau}) - 3.75 \times 10^{-5} p^{3/4} F^3 (1 - e^{-t/\tau})^2 \\ &\quad - 4\pi n_r' v_r' q_r' - 4\pi i \dots\dots\dots(6) \end{aligned}$$

になる。 $p = p_0 e^{t/T}$ と仮定し、 $p_0 = 1 \text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 、 $T = 150 \text{sec}$ とすると、 450sec 後には
 $20 \text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 、 600sec 後には $54 \text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ の降水強度になる。一方 τ の値は $E' = 1$ 、 $\alpha = 1$ 、
 $n_r = 50 \ell^{-1}$ 、 $r = 50 \mu\text{m}$ として $V_R - v_r = 500 \text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ から 300sec を得る。

一方(6)式の4項目を $i = 2 \times 10^{-4} F$ で表わし、3項目を $q_r' = \frac{\pi^2}{2\sqrt{2}} F \cdot e^{-t/\tau} r^2$ 、
 $v_r' = \left(\frac{2}{9\eta} \rho' g r^2 + \frac{\pi F^2 e^{-t/\tau} r}{12\sqrt{2}\eta}\right)$ とおき $\frac{dn_r'}{dt} = \sum^R E' N_R \pi R^2 V_R n_r \alpha$ から

$$n_r' = \frac{3}{4} E' n_r \alpha \int \frac{p}{R \rho} dt = \frac{E' n_r \alpha T}{1800 \rho^{2/3}} (e^{3t/4T} - 1)。$$

こゝで、 $n_r = 50 \cdot \ell^{-1}$ 、 $\alpha = 1$ 、 $r = 50 \mu m$ を代入すると、

$$4\pi n_r' v_r' q_r' = 4 \times 10^{-5} F^3 (e^{3t/4T} - 1) e^{-2t/\tau}$$

となり、(c. g. s./e. s. u.) で(6)式を表わすと結局

$$\begin{aligned} \frac{dF}{dt} = & \frac{F}{180} e^{3t/4T} (1 - e^{-t/\tau}) - 4\pi \times 10^{-3} (e^{3t/4T} - 1) \\ & - 3.75 \times 10^{-5} F^3 (e^{3t/4T} (1 - e^{-t/\tau})^2) - 4 \times 10^{-5} F^3 (e^{3t/4T} - 1) e^{-2t/\tau} \dots\dots(7) \end{aligned}$$

と表わされ、(7)式の数値積分の結果が第2図に示されている。図は電場が $5 \text{ V} \cdot \text{cm}^{-1}$ の初期値から最初ゆつくりと増加し、400 sec 後に $100 \text{ V} \cdot \text{cm}^{-1}$ に達し、その後僅か2分間に $4200 \text{ V} \cdot \text{cm}^{-1}$ に急激に増加し、540 sec 後に約 $4500 \text{ V} \cdot \text{cm}^{-1}$ となりそれ以後ほとんど一樣になることを示している。

§ 霰からはねかえる雲粒による帯電現象

霰と衝突する過冷却雲粒の大部分は衝突した後凍結し、霰の生長に寄与するがそれ等の一部ははねかえるか又は splash して誘導電荷の一部を運び去ることが考えられる。そこで約10分間に前述のような強い電場を作り上げるには過冷却雲粒のどの位の割合がはねかえればよいか計算する必要がある。こゝで電場の増加に対する理論は前述の理論とまったく同様である。はねかえる微水滴の flux は $\tau = (\frac{1}{6} \pi^3 E' (V_R - v_r) n_r \alpha r^2)^{-1}$ で入つてき、こゝで n_r : 半径 r の過冷却雲粒の空間密度、 α : はねかえりの係数である。今 $r = 10 \mu m$ とすると $(V_R - v_r) = 500 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ となり、 $\alpha n_r = 1 \text{ cm}^{-3}$ に対して $\tau = 300 \text{ sec}$ になる。 $n_r \simeq 100 \text{ cm}^{-3}$ であるので結局第2図のような電場を作り上げるためには霰からはねかえる微水滴は衝突するものの僅か1%でよいということになる。事実この可能性についての実験がイギリス気象局で行われているのである。

§ 放電による電荷、電場の変化の大きさと放電間の電場の回復

さてこれまでの多くの観測、実験にもとづく電荷発生分離の理論は定性的、若しくは定量的であつたとしても最初の放電を起し得るかどうかであつたが、今回の理論ではタイトルにもあるように放電による電場の大きさや放電間の電場の回復時間についての議論もしている。

即ち、粒子の落下速度の差によつて分離された電荷の量： Q_s は、 F : 電場の強さ、 A : 雲内の電荷生成の断面積とすると、

$$Q_s = AF/4\pi \dots\dots\dots(8)$$

で表わされる。従つて第2図によつて電場の強さを $4500 \text{ V} \cdot \text{cm}^{-1}$ とし、半径 2 Km の中規模の雷雲のセルを考えると、 $Q_s = 500$ である。仮に放電によつて 500 の内の 200 が中和されたとす

ると電場は $2700 \text{ V} \cdot \text{cm}^{-1}$ に降下するが、僅か 20 sec 間に $4200 \text{ V} \cdot \text{cm}^{-1}$ に回復することがわかる (第3図参照)。一方電気能率 $M = 2Q_g Z$ であるから

$$Z = \int (V_R - V_T) dt \quad \dots\dots\dots (9)$$

から、 $V_R = V_R' - V_R^*$ で置き換えると、

$$Z \simeq \int_0^t (V_R' - V_R^*) dt = \int_0^t \left\{ 400 p^{0.15} - \frac{7.5}{\pi} \sqrt{2} F^2 (1 - e^{-t/\tau}) \right\} dt \quad \dots\dots (10)$$

こゝで $t = 540 \text{ sec}$ 、 $\tau = 300 \text{ sec}$ 、 $p = e^{t/150} \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ を代入すると $Z = 2.5 \text{ km}$ となり、前に例としてあげた中規模の雷雲に対しては $M = 2500 \text{ C} \cdot \text{km}$ で1回の放電で 20 C 中和するとしたから $1000 \text{ C} \cdot \text{km}$ の能率を崩壊したことになり、これは先の必要条件とまったく一致している。

さてMasonは雲底付近の局所的な正電荷に対してもかなり気を配っている。その理由の一つは局所的な正電荷の有無が雷雨 (Thunderstorm) か驟雨 (Rain shower) かの区別が出来るということから出発しているのだが、それに対しては

Electrification associated with the melting of ice,

Electrification produced by the breakup of large drops,

Electrification produced by the splashing of raindrops

の3節に分けて詳細に述べているが紙面の都合および雷雲の電荷生成に関してはあくまでも2次的なものであるのでこゝでは述べない。Masonの結論によれば、雷雲の電荷生成分離の基本的な機構は霰の形成、成長とそれに伴う電気現象であり、それは晴天電場値のもとでの霰の分極が雲粒や氷晶の霰との落下速度の差によるその下方への衝突、分離によつて霰が負、氷晶が正という正極性の雷雲が形成されるというのである。雲内での一般的な電場は精々 $5000 \text{ V} \cdot \text{cm}^{-1}$ であるが、これ以上の電場が部分的に雲内にあり、そこから放電が始まり、氷の融解、過冷却雲粒の凍結、雨滴の分裂や、雨滴の地面での分裂飛散等の機構は2次的なものとしている。今回の理論は実験結果をもとにして観測結果と一応の一致をみているが、天然の雲内で実験室と同じような現象が起つている筈もなく、更に精度の高い電場、電流、電荷の分布状態や降水粒子の電荷の測定が降水のいろいろな形態や強度と併せて観測されることが要求され、英国気象局では刻々その準備をしていると結んでいる。

以上がMasonの論文の大まかな骨子であるが先にも述べたように従来の理論を巧みに織り込み彼独特の手法で括め上げた点である。勿論問題がない訳ではないが例えば次のような点が疑問として残るであろう。

・1953年の論文で必要条件としていた1回の放電の後に速刻分離される電気量が $8000/v \cdot C$

(v : 降水の落下速度、 $m \cdot \text{sec}^{-1}$) のオーダーが必要であるとしたことゝ今回のモデルの相違

・1961年に霰と過冷却雲粒の衝突の際の splinter による $\frac{dQ}{dt} = 1 \text{ C} \cdot \text{km}^{-3} \cdot \text{min}^{-1}$ で雷

電気を説明できるとしたことゝ今回の理論の結びつき

・従来の外界電場の影響がないとしたことゝ晴天電場から出発して電場の影響が大きいこと。

・降水強度を $P = P_0 e^{t/T}$ と仮定したこと

。1回の放電で20Cだけ中和し、 $2700\text{V}\cdot\text{cm}^{-1}$ の電場にとどまるとした事、従つて20sec後の回復が電場に大きく依存すること

。霰の分極が晴天電場で行われるとしたが、霰が生成されるまでにはかなりの電氣的擾乱があること

。雲粒付でない、いわゆるきれいな樹枝状結晶は負に帯電し、側面結晶等は正に帯電していることが多く、氷晶や過冷却雲粒の衝突による電荷発生と関係ないこと

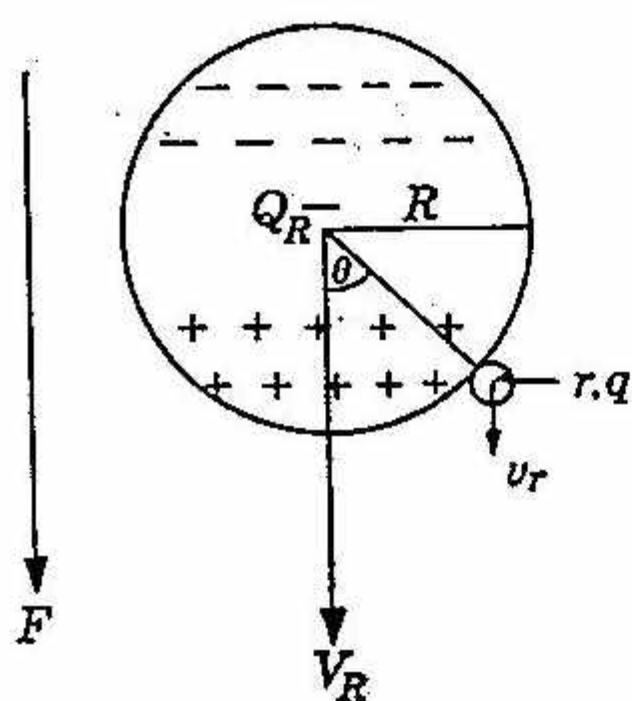
。霰や大雪片は一般に正に帯電していることが多く、晴天電場のもとでの誘導で分極が始まると霰の電荷は常に負でなければならない等々

以上のように疑問がない訳ではないが、電荷生成分離から電場の値、回復時間等についても考慮した理論は、これが最初であり最近の雷電気の発生についての一つの考え方として紹介した次第である。世界的にみてもこの方面の研究が一時期に比してやゝ衰え気味に見えること数年、この分野に興味をもってくれる人の1人でも多くなることを願っている昨今である。

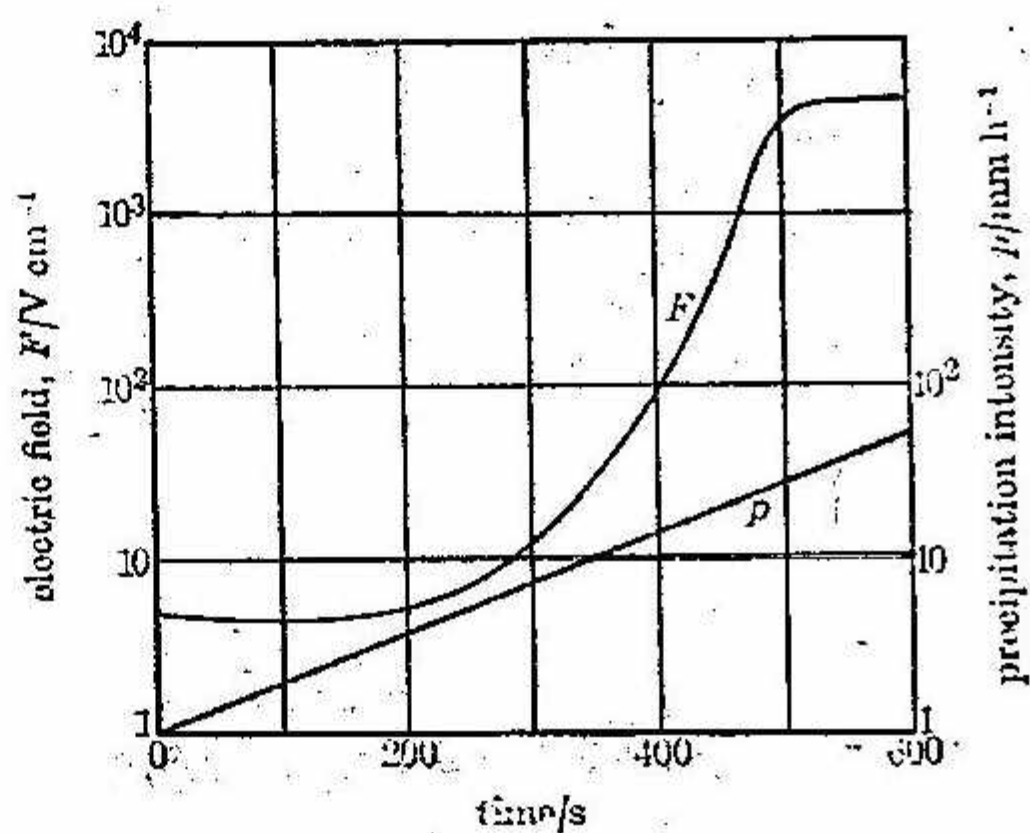
参 考 文 献

- Byers, H. R. and R. R. Braham, (1949): The thunderstorm, U. S. Govt. Printing Office, 287P.
- Chalmers, J. A. (1957): Atmospheric electricity. Pergamon Press. 327P, 256-276.
- 畠山久尚(1970): 雷の科学、河出書房新社 259P.
- 河村 謙(1961): 雷雲中における電荷分離の機構、天気、8、193-204、231-233.
- 菊地勝弘(1966): 雷雲の電荷生成、気象研究ノート、16、462-478.
- 孫野長治(1969): 雲と雷の科学、NHKブックス、212P.
- Mason, B. J. (1953): A critical examination of theories of charge generation in thunderstorms, Tellus, 5, 446-460.
- Mason, B. J. (1965): Charge generation in thunderstorms, Problems of atmospheric and space electricity, Elsevier, 239-254.
- Mason, B. J. (1972): The physics of the thunderstorm, Proc. Roy. Soc. London, A, 327, 433-466.
- Simpson, G. C. (1909): On the electricity of rain and its origin in thunderstorms, Phil. Trans. A, 209, 379-413.
- Vonnegut, B. (1963): Some facts and speculations concerning the origin and role of thunderstorm electricity, Meteor. Mono., 5, 224-241.
- Wilson, C. T. R. (1929): Some thundercloud problems. J. Franklin Inst., 208, 1-12.
- Workman, E. J. and S. E. Reynolds. (1950): Electrical phenomena

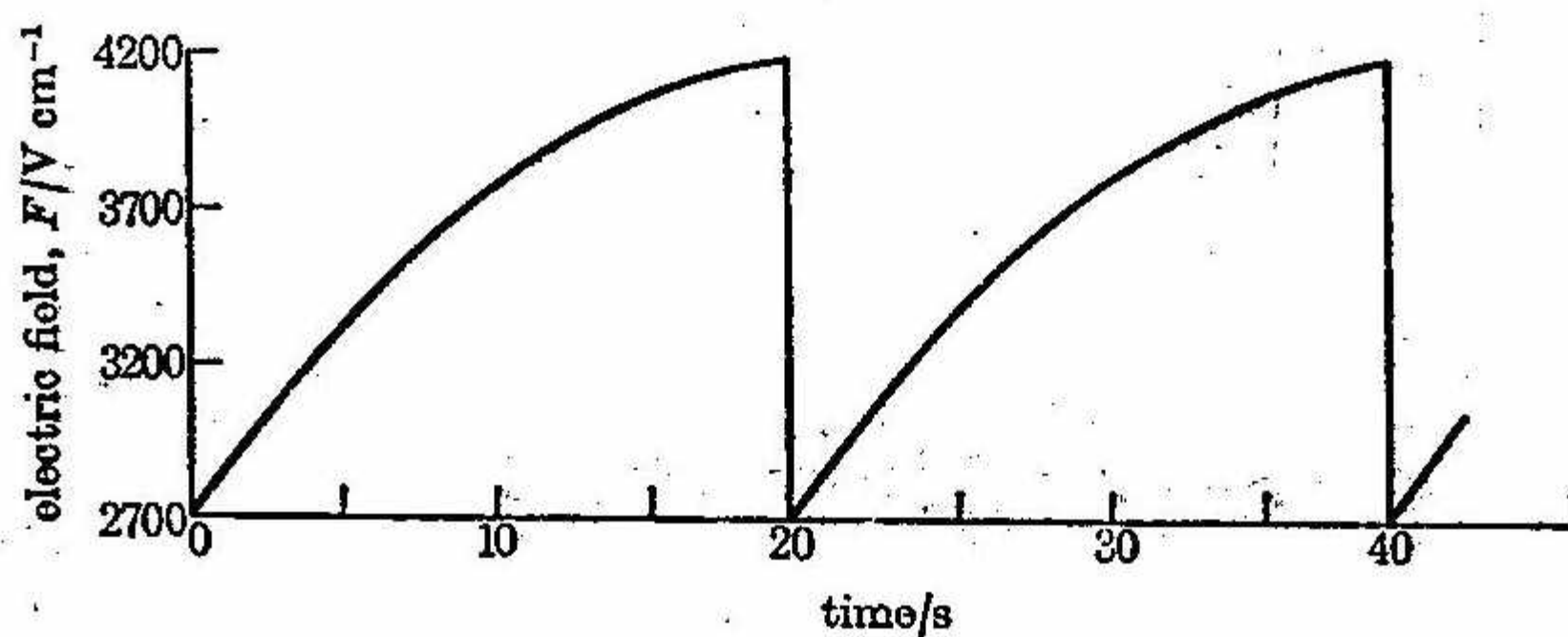
occurring during the freezing of dilute aqueous solutions and their possible relationship to thunderstorm electricity. Phys. Rev. 78, 254-259.



第1図



第2図 電場の増加と降水強度



第3図 放電間の電場の回復

放射性核種によるエアロゾルの研究 特に平均滞留時間について

北大水産学部 角皆静男・福田一義

1. はじめに

地球上の放射性核種は、時間とともに減るという特性を持つために、各種の年代測定に利用されている。当然、大気圏における諸現象にもその時間を刻む手段として応用されており、今後もその利用がますます期待される。大気圏におけるエアロゾルの平均滞留時間もその一つである。

グローバルなスケールでの物質移動を扱うとき、よく平均滞留時間の概念が用いられている。これは問題とする系内の全存在量をそこへの供給速度或はそこからの除去速度で割った値（次元に時間）である。一般的にこの値が大きいほど供給源から広範囲に拡がるといつた目安になるが、ローカルな問題でもそこでの条件を考慮することによつて活用が可能である。また、むしろ同じ方法で求めたこの値（年令といつた方が適當かもしれない）を比較することによつて気象現象の解明に応用する方が有用であろう。そこで今までの研究結果について述べ、その問題点、今後の方向を探ってみたい。

2. 放射性核種による平均滞留時間

大気中で生成した放射性核種は、蒸気圧の低い金属元素の場合には、比較的短時間（1～2分以内）に周囲の粒子（径 $0.02 \sim 0.3 \mu$ ）に付着してしまうことが、短寿命放射性核種を用いた Chamberlain and Dyson (1956) 或は Lassen and Rau (1960) の研究によつて知られている。

そこでさらに半減期の長い（数日以上）核種を用いれば、エアロゾルの挙動（平均滞留時間）が追求できる。利用された核種を分類すると、1) 宇宙線生成核種、2) 核実験生成核種、3) ラドンおよびトロンとその娘核種がある。得られた結果を第1表に示す。一般に1)、2) で得られた値の方が3) によつて得られた値よりも大きい。これはラドンの供給源は地表であるのに対し、1)、2) は成層圏などの上空であるからである。Machta (1960) は ^{210}Pb と ^{222}Rn の鉛直分布を組立てて

高 度 (Km)	0	2	6	12	14
平均滞留時間 (日)	3	5	18	33	70

を与えている。

エアロゾルの供給源、分布からみて対流圏エアロゾルの挙動の研究には 3) すなわち、地表から放出されたラドンとその娘核種を用いる方が適しているであろう。そこでその方法と結果について論じてみる。

3. ラドン娘核種によるエアロゾルの平均滞留時間

第1図にウラン系列核種の壊変図をあげた。土壌中で生成した気体の R_n は大気中に逃散し、拡散する。これが放射壊変するといくつかの短寿命核種を経て ^{210}Pb になる。この時にはエアロゾルに付着し、浮遊している。そして主に降水の際、大気から除かれるが、それまでの間 $^{210}\text{Bi}/^{210}\text{Pb}$ および $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ 比は時間とともに増加する。逆にこれらの比を測定すればエアロゾルの寿命がわかる。エアロゾルの補集手段として必ずしも飛行機等を利用してエアロゾルを直接補集する必要はなく、この降水(10~30ℓ)を集めればよい。

この寿命と放射能を関係づけるためには、大気圏からのエアロゾルの除去機構をモデル化する必要がある。我々は次の二つのモデルを考えた。

3-1、CRM 連続除去モデル

このモデルでは、大気中のエアロゾルは常に一定の割合で供給され、大気中の存在量に比例して除かれることを仮定する。これは次式のようにあらわせる。

$$dN_1/dt = R - (\lambda_1 + \alpha) N_1 = 0 \quad (1)$$

$$dN_2/dt = \lambda_1 N_1 - (\lambda_2 + \alpha) N_2 = 0 \quad (2)$$

$$dN_3/dt = \lambda_2 N_2 - (\lambda_3 + \alpha) N_3 = 0 \quad (3)$$

この式において、1、2、3はそれぞれ ^{210}Pb 、 ^{210}Bi 、 ^{210}Po をあらわし、 N は原子核数、 t は時間、 R は ^{222}Rn の壊変数、 λ は壊変定数である。 α は大気圏からのエアロゾルの除去率でその逆数 $T=1/\alpha$ が平均滞留時間である。定常状態にあるとして、 N を放射能 $A (= \lambda N)$ であらわし、核種の平均寿命 $\tau (= 1/\lambda)$ を用いれば

$$A_2/A_1 = T / (T + \tau_2) \quad (4)$$

$$A_3/A_1 = T^2 / (T + \tau_2)(T + \tau_3) \quad (5)$$

となる。左辺を実測すれば、(4)、(5)のいずれを用いても T が求められるが、核種の半減期からみて ^{210}Bi を用いる(4)式の場合は10日程度以下、 ^{210}Po による(5)式では半年以内でないと誤差が大きくなる。

3-2 SRM、単純除去モデル

エアロゾルの除去の過程としては降水現象が最も大きくかつ最も効果的である。そこでエアロゾルは一回の降水現象では完全に大気中から除去され、次の降水まで一定率で供給されたものがそのまま残っているとすれば、平均滞留時間(T)は降水から降水までの時間(t)の $1/2$ となる。時間 t の間に蓄積される原子核数は

$$dN_1/dt = R - \lambda_1 N_1 \quad (6)$$

$$dN_2/dt = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 \quad (7)$$

$$dN_3/dt = \lambda_2 N_2 - \lambda_3 N_3 \quad (8)$$

を積分したものであるから、これを解いて放射能比であらわせば、

$$A_2/A_1 = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \left\{ \lambda_2 - \lambda_1 \frac{1 - \exp(-\lambda_2 t)}{1 - \exp(-\lambda_1 t)} \right\} \quad (9)$$

$$A_3/A_1 = \frac{1}{1 - \exp(-\lambda_1 t)} \left\{ 1 + \frac{\lambda_2 \lambda_3 \exp(-\lambda_1 t)}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_3 - \lambda_1)} - \frac{\lambda_1 \lambda_3 \exp(-\lambda_2 t)}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_3)} + \frac{\lambda_1 \lambda_2 \exp(-\lambda_3 t)}{(\lambda_3 - \lambda_1)(\lambda_2 - \lambda_3)} \right\} \quad (10)$$

となる。

実際の除去機構はこのような単純なものではないが、いわば両極端にあるこれら二つのモデルを使つても後で述べるように T の値はそれほど大きく変わらないので、除去過程についてのモデル化はそれほど重要視しなくてもよいことがわかる。また、絶対的な T の値よりも相対値が問題になるときが多いので、その場合はどちらのモデルを用いてもよい。

4. 北海道地方の降雪についての測定例

R_N の海洋からの供給はわずかであり、冬の北海道の地表はほぼ雲に覆われているのでこの R_N 娘核種を運ぶ降雪中のエアロゾルは主に大陸起源と考えられる。

1972年2月北海道檜山郡厚沢部町鶴町において行つた観測結果を第2表に示す。この時の気象状態は最初秋田沖の日本海に北東に進む低気圧があり、温暖前線性の雨まじりの雪が降っていたが、2月2日夕刻(試料番号8)に前線(低気圧)が通過し、その後は西高東低の冬型の気圧配置下で降雪があつた。

試料番号8を境にしてこれらの核種や化学成分の濃度が大きく変化している。これらは雪ができる過程と綿密な関係を持つており、その面の議論も可能であるが、ここでは省略する。

一方平均滞留時間 T はモデルの違いによる差はあまり見られない。しかしながら両モデル内で $^{210}\text{Bi}/^{210}\text{Pb}$ (4、9式)と $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ (5、10式)から求めたものの間には大きな違いがあることがわかる。前者から求めた T の値の方が小さくなるのは寿命の長い成分が一部混入した結果と考えられる。なぜなら、放射平衡(時間が十分経つて放射能比が1になつた状態)に近い成分がほんのわずかでも加わつた場合、この寄与の程度は放射能比の小さい $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ 比には大きい、 $^{210}\text{Bi}/^{210}\text{Pb}$ 比には小さいからである。

そこでこの寿命の長い成分の量を a とすると、これを次の2式を連立することによつて求めることができる。

$$(A_2 - a_2)/(A_1 - a_1) = f(T_c) \quad (11)$$

$$(A_3 - a_3)/(A_1 - a_1) = g(T_c) \quad (12)$$

$f(T_c)$ および $g(T_c)$ は(4)および(5)式あるいは(9)および(10)式の右辺であり、 T_c は寿命の長い成分の寄与を除いた平均滞留時間である。また、寿命の長い成分の寄与の割合は $\beta = a_1/A_1$ であらわすことができる。

得られた T_c と β の値も第2表に示してある。なおこの計算では寿命が長い方の成分の平均滞留

時間を1年と仮定してある。これはこのエアロゾルを一応成層圏起源と考えたためであるが、放射平衡にあるとしても結果はそれほど変わらない。この表から、 T_c の値は ^{210}Bi から求めた T の値に近いことがわかる。第1表に示すように今までの平均滞留時間の見積り法としては ^{210}Po を用いる方法が中心であつたが、この時求められた T の値は対流圏エアロゾルの値としては過大であるといえる。

Poetら(1972)もアメリカ大陸の地表で大気中のエアロゾルを集め、同様な測定と計算を行い、 ^{210}Po を用いると過大な結果を与えることをみつけている。そして彼等はこの寿命の長い成分は土壌中にもともと含まれていた成分と考えている確かにこの場合は土壌の寄与が大きいであろう。

しかし、冬の北海道での状況はこれと異なり、雲中の Rn 娘核種量に対する地表物質の混入の影響は小さいことが確かめられた。また、第2表において前線通過前後を比較してみると、通過前には ^{210}Pb 濃度が低く、 T が長く、 β が大きい。一方、西高東低になつた冬型の後半ではその逆になつている。これは寿命の長い成分が、量は少ないが、南東方向や高層から入っている結果と考えられる。

これらの結果、降水中のエアロゾルの平均滞留時間は数日から数十日程度にばらつくが、冬の日本海側の雪の場合には、平均滞留時間は4日程度と短い、その中に平均6%ほどの多分成層圏などの高層に由来すると考えられる寿命の長い成分が混ざっていることがわかつた。

5. お わ り に

今までの議論のまとめと問題点を以下にあげてみる。

a) 放射性核種の量の変化をそのままエアロゾルの量の変化に結びつけるためには比放射能(濃度)が一定であることが必要である。これは ^{210}Pb の鉛直分布とそれが最も多く付着していると考えられる大陸起源エアロゾルのうちのlarge particles(径 $0.1-1\mu$)に分類されるものの鉛直分布がそれほど変わらない(Junge, 1963)ことから現実とかけ離れた仮定ではない。しかし、 Rn 娘核種は海塩粒子や地表に起源を持つ巨大粒子のトレーサーとはなりえない。

b) 対流圏エアロゾル(大陸起源、大粒子)の平均滞留時間の見積りのためには測定に熟練と迅速さを必要とするが、 $^{210}\text{Bi}/^{210}\text{Pb}$ 比を用いるのがよい。

c) さらにそれに加えて ^{210}Po や宇宙線によつて生成する ^7Be や ^{32}P を測定すれば、成層圏や高層からの影響を知ることができる。なお、 ^{210}Po の測定には ^{208}Po などの収率を知るためのトレーサーを用いるのが望ましい。

d) 平均滞留時間の絶対値にあまり意味を持たせると危険な場合があるが、相対値を問題にしたり、他の化学成分(Ca , Cl , Na , SO_4)や安定同位体(D/H , $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$)の値と比較する場合には放射能比だけでもかなり有用な尺度になるであろう。現在、これら化学的手段を用いて雪を研究することを試みている。降雪は結晶形とともに雪ができた時の状態を保存しているので有用な情報を提供してくれるであろう。

参 考 文 献

- W. Burton and N. Stewart (1960): Nature, 186, 584.
A. Chamberlain and E. Dyson (1956): Brit. J. Radiol., 29, 317.
C. Francis, G. Chester and L. Haskin (1970): Environ. Sci. Technol., 4, 586.
P. Goel, N. Narasappaya, C. Prabhakara, T. Rama and P. Zutshi (1959): Tellus, 11, 91.
O. Haxel and G. Schumann (1955): Z. Physik., 142, 127.
C. Junge (1963): Air Chemistry and Radioactivity, Academic Press, pp382.
D. Lal (1959): Indian J. Meteorol. Geophys., 10, 147.
L. Lassen and G. Rau (1960): Z. Physik., 160, 504.
L. Machta (1960): Junge (1963) より引用
S. Poet, H. Moore and E. Martell (1972): J. Geophys. Res., 77, 6515.
N. Stewart, R. Crooks and E. Fisher (1955): Junge (1963) より引用

第1表 対流圏エアロゾルの平均滞留時間

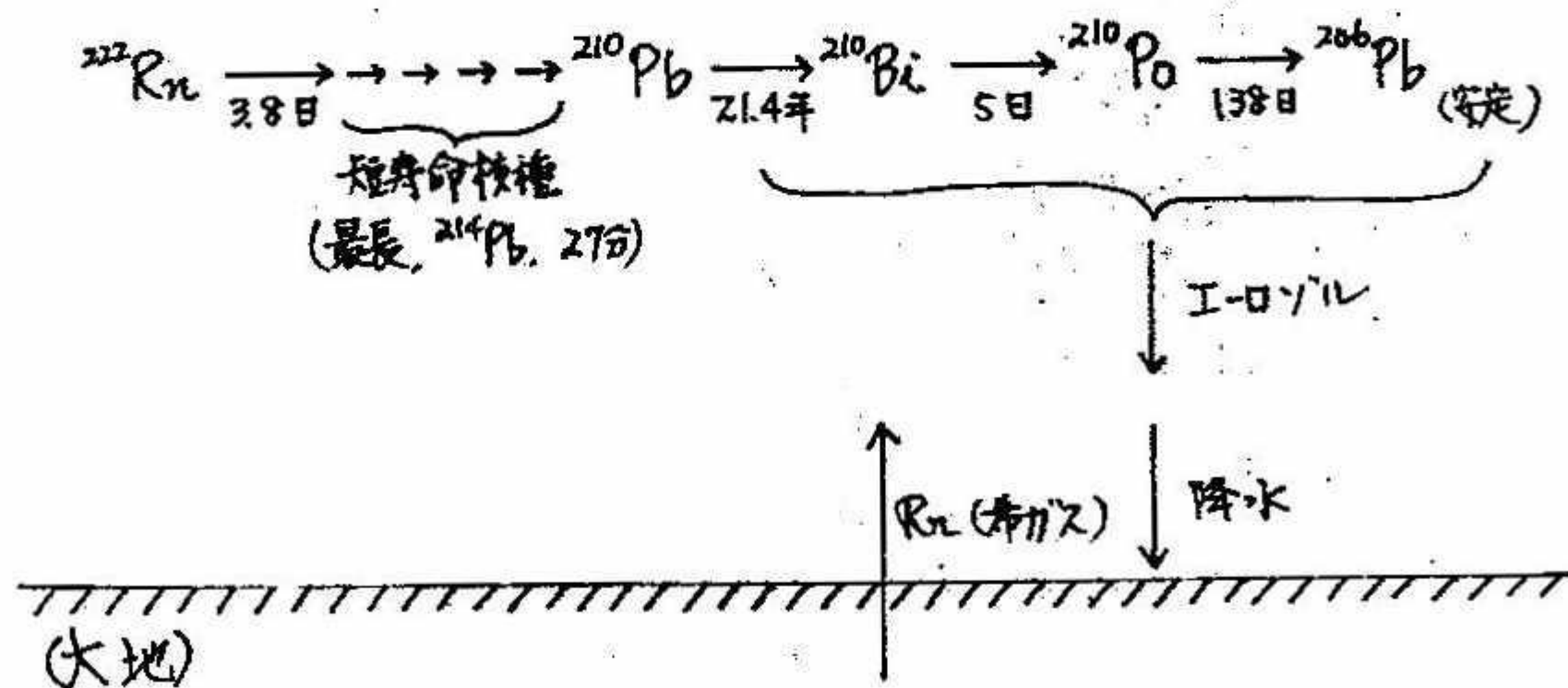
方 法	測 定 者	平均滞留時間 (日)
1) 宇宙線生成核種		
^7Be	Goel et al (1959)	30
降水中の $^7\text{Be}/^{32}\text{P}$	Lal (1959)	40
2) 核分裂生成核種		
ネバダ核実験	Stewart et al (1955)	32
3) Rnとその娘核種		
短寿命 Rn 娘核種/長寿命核種	Haxel and Schumann (1955)	6
降水および大気中の $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$	Lehman and Sittkus (1959)	8~36
降水中の $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$	Burton and Stewart (1960)	22
降水中の $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$	Francis et al (1970)	9.6
(土壌からの寄与補正)		
エアロゾルの $^{210}\text{Bi}/^{210}\text{Pb}$	Poet et al (1972)	4
降水の $^{210}\text{Bi}/^{210}\text{Pb}$	Poet et al (1972)	7
降水の $^{210}\text{Pb}/^{210}\text{Bi}/^{210}\text{Po}$	Tsunogai and Fukuda (準備中)	3~50

第2表 降雪観測結果

T_{Bi} および T_{Po} はそれぞれ $^{210}Bi/^{210}Pb$ および $^{210}Po/^{210}Pb$ 比による平均滞留時間を示す。

サンプル、時刻 1972年2月	^{210}Pb dpm/l	CRM				SRM			
		T_{Bi} 日	T_{Po} 日	T_C 日	β %	T_{Bi} 日	T_{Po} 日	T_C 日	β %
1日 2日									
1 2240-0200	40	5.0	13	4.5	4.8	3.2	13	2.6	6.5
2 0200-0300	12	16	49	—	—	11	47	—	—
3 0700-0830	13	20	30	17	8.2	14	30	12	14
4 1050-1200	6.2	>32	23	—	—	>19	23	—	—
5 1200-1300	3.5	19	13	—	—	13	13	—	—
6 1300-1500	8.4	>17	24	—	—	>12	24	—	—
7 1520-1600	17	8.6	30	6.4	15	5.7	30	3.6	19
8 1945-2240	23	6.6	24	5.1	11	4.1	24	2.9	15
3日									
9 2240-0440	133	6.9	12	6.5	3.5	4.4	13	3.9	5.9
10 0440-0950	190	4.7	6.2	4.6	0.7	3.0	6.2	2.9	1.7
11 1050-1125	141	3.3	6.4	3.1	1.6	1.9	6.5	1.7	2.4
12 1125-1150	107	2.8	5.4	2.7	1.2	1.6	5.4	1.4	1.8
13 1150-1300	138	6.5	11	6.0	3.2	4.1	12	3.7	5.2
14 1300-2000	188	8.0	8.1	8.0	0.2	5.2	8.1	4.9	2.3

(大気)



(時刻は平減期)

第1図 ウラン系列核種と大気圏におけるRn娘核種

Ⅱ 昭和47年度第2回支部研究発表要旨

研究発表目次

1. Cold and Dry 地域における雪結晶の粒度分布(その1)
北大理 石川照高, 塩月善晴(山口大) 菊地勝弘
2. 西岸小低の一解析(序報)
札幌気 前田紀彦、小倉士郎、下田正一
3. 1973年1月の石狩湾付近の大雪について
札幌気 村松照男
4. メソローの発生について
札幌気 七沢 謙
5. 冬期季節風型帯状エコーの走向について
札幌気 由田建勝
6. 一つの石狩平野降雪分布シミュレーション
山口大工短 塩月善晴、孫野長治(北大理)
7. 氷の非対称まさつ帯電と不純物の影響について
室工大 織笠桂太郎、鈴木輝三郎
8. 降雪に伴う大気電導率の変化について
室工大 織笠桂太郎、大友正士、成田寿三
9. 小寒冷気塊の海上流出による変質の観測(第3報)
— 海上霧の発生条件について —
北大理 播磨屋敏生
10. 波状雲、列状雲のModeについて(発表中止)
北大理 太田常雄
11. 電線着雪を起こす気象パターン(その2)
北電技研 栗原正之
12. 札幌における降雪と視程との関係について
札幌気 毛利圭太郎 代読 杉本 豊
13. 札幌市の大気汚染の気候学的解析 (第2報)
... その1 札幌市の風の解析 ...
北大工 成田 脩、中村 晃、阿部邦美、荒川有二、飯田精一
14. ... その2 札幌市の夏の汚染 ...
北大工 中村 晃、成田 脩、阿部邦美、荒川有二、飯田精一
15. 1971年春のプロツキングと成層圏循環
札幌気 田中康夫
16. 春の500mb循環と北海道の冷暑夏について
札幌気 久保木光熙

以 上

1. Cold and Dry 地域における雪結晶の粒度分布 (その1)

石川照高(北大理) 塩月喜晴(山口工短部)

菊地勝弘(北大理)

§ 1. はじめに

雪の粒度分布を求める方法として、雨の場合の Marshall and Palmer (1948) 以来の濾紙法が今日まで利用されてきた。しかし、寒冷乾燥な北海道において見られる単結晶に近い乾いた雪結晶等の粒度分布を求めるには、技術的に困難がある。そこで、この様な雪の粒度分布を求める方法として、Replica を利用してみた。

§ 2. 濾紙と Replica の対応

Replica は既知の如く、雪の結晶形を見るには非常に便利であるが、しかし、密度等を求めることは出来ない。そこで、ある一点で濾紙と Replica の同時観測を行い、両者の粒度分布は同じであると仮定した。この時、各々に表わされる雪結晶の痕跡は異なるが、その数は両者とも変らない筈である。したがって、この Replica と濾紙の痕跡の対応がつけば、濾紙から融解直径が求まるので、Replica の融解直径を求めることが出来る。Replica に表わされた雪結晶の読み取りは、それが占める面積に等しい円を考え、その直径をその痕跡の直径とした。単結晶の場合も同様であるが、この方法は、従来の結晶形の大きさを求める方法とは異なっている。又、同時観測により得られた結晶形は、樹枝状結晶のみであつたので、今回は、樹枝状結晶のみについて、検討した。

§ 3. Replica による粒度分布

1966年1月31日、石狩沿岸部に設けられた7地点の観測による Replica の解析を行つた。その粒度分布は第1図に示されている。従来の粒度分布との大きな相違は、降水量の非常に小さい範囲について解析されたことである。Gunn and Marshall (1958) では $R \geq 0.31 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ 、今井等(1955) では $R \geq 0.19 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ であり、今回は $R \geq 0.01 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ であつた。又、粒度分布の傾き(Λ)と R 、 D (融解直径) = 0 の時の N_0 と R との関係の考察により、次のようなことが解つた。まず $N_0 - R$ 関係では、 $R > 0.07 \sim 0.08 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ で、Gunn and Marshall の $N_0 = 3.8 \times 10^3 R^{-0.87}$ におよそ一致するが、 $R < 0.07 \sim 0.08 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ では、 N_0 は、むしろ減少する傾向を示した。すなわち、 N_0 は R が増大すると共に増大し、 $R > 0.07 \sim 0.08 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ からは R の増大につれ減少した。一方、 $\Lambda - R$ 関係では、やはり、 $R \geq 0.07 \sim 0.08 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ で Gunn and Marshall の $\Lambda = 2.55 R^{-0.48}$ にはほぼ一致するが、それ以下では $\Lambda = 8.5$ で、ほぼ一定と見なされた。これを従来の粒度分布と比較すると、降水強度(R)が大きくなるにつれ、粒度分布は傾きが変わらず、全体的に増加し、 $R = 0.07 \sim 0.08 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ までほぼ、同じような変化を示し、それより大きくなると、 N_0 が減少し、 Λ も減少して、従来測定されてきた粒度分布の範囲に近づくことがわかつた。

レーダー反射因子(Z)と降水強度(R)の関係を求めた結果、 $Z = 900 R^{1.5}$ なる値が得られた。

§ 4. 結 語

濾紙法と Replica との対応を求めることにより、Replicaを直接用いて、従来あつかわれなかつた比較的小さな範囲の樹枝状結晶の粒度分布を求めることが出来た。この方法は、寒冷乾燥な地方での粒度分布を求めるのに適していると考えられる。又、具体例として解析した資料より、次の様なことが解つた。従来に較べ、非常に弱い降水領域での粒度分布を求めることが出来た。更に、その領域では、変数 N_0 、 Λ の値は、降水強度の大きい領域で決められた関係式の延長上にあるのではなく、 $R \leq 0.07 \sim 0.08 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ では合わないことがわかつた。

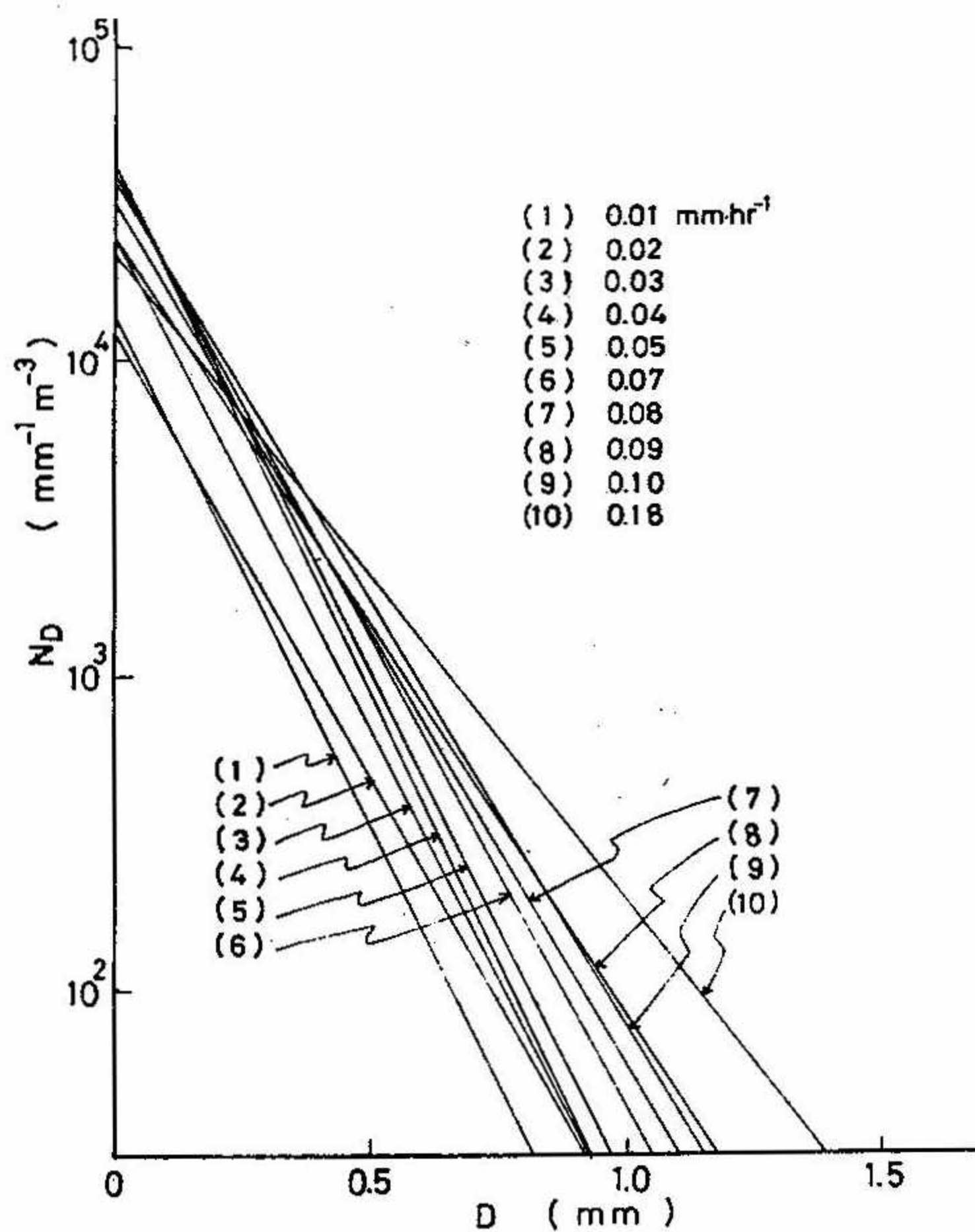


図 1.

2. 北海道西岸小低の - 解析 - 序報

下田正一・小倉士郎・前田紀彦（札幌気）

1972年2月8日前後の北海道西岸の小低について定点観測（ホ44ト140）を含め、高層解析、地上メソ解析をした。

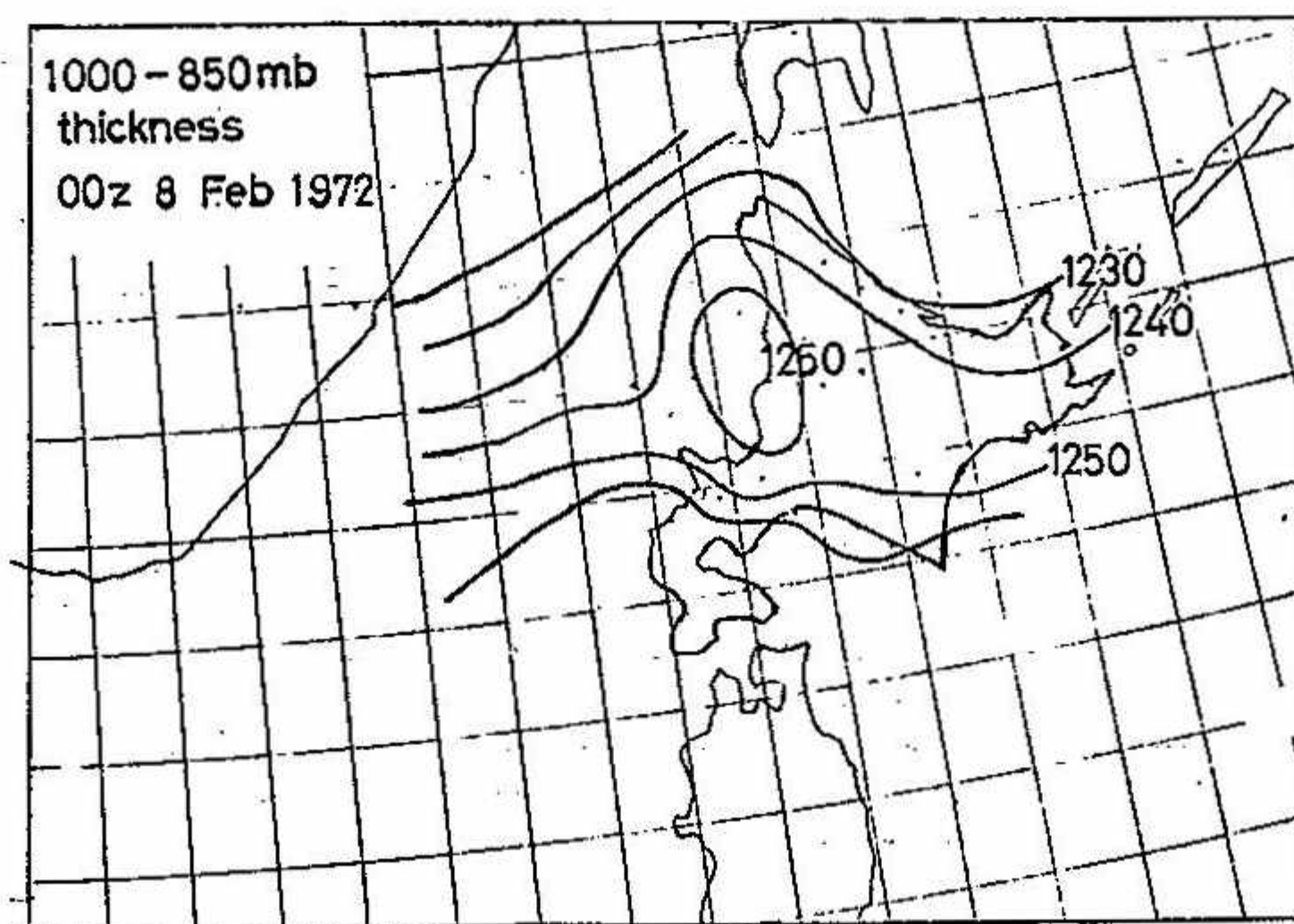
小低は5日頃石狩湾附近に発生、7日21時頃から強まって二つに分れ一つは石狩平野を南東進し残りが羽幌沖へ北上した。この間降雪は札幌8日9時迄6cm9日9時迄19cm、留萌両日共16cmと特に多い訳ではない。

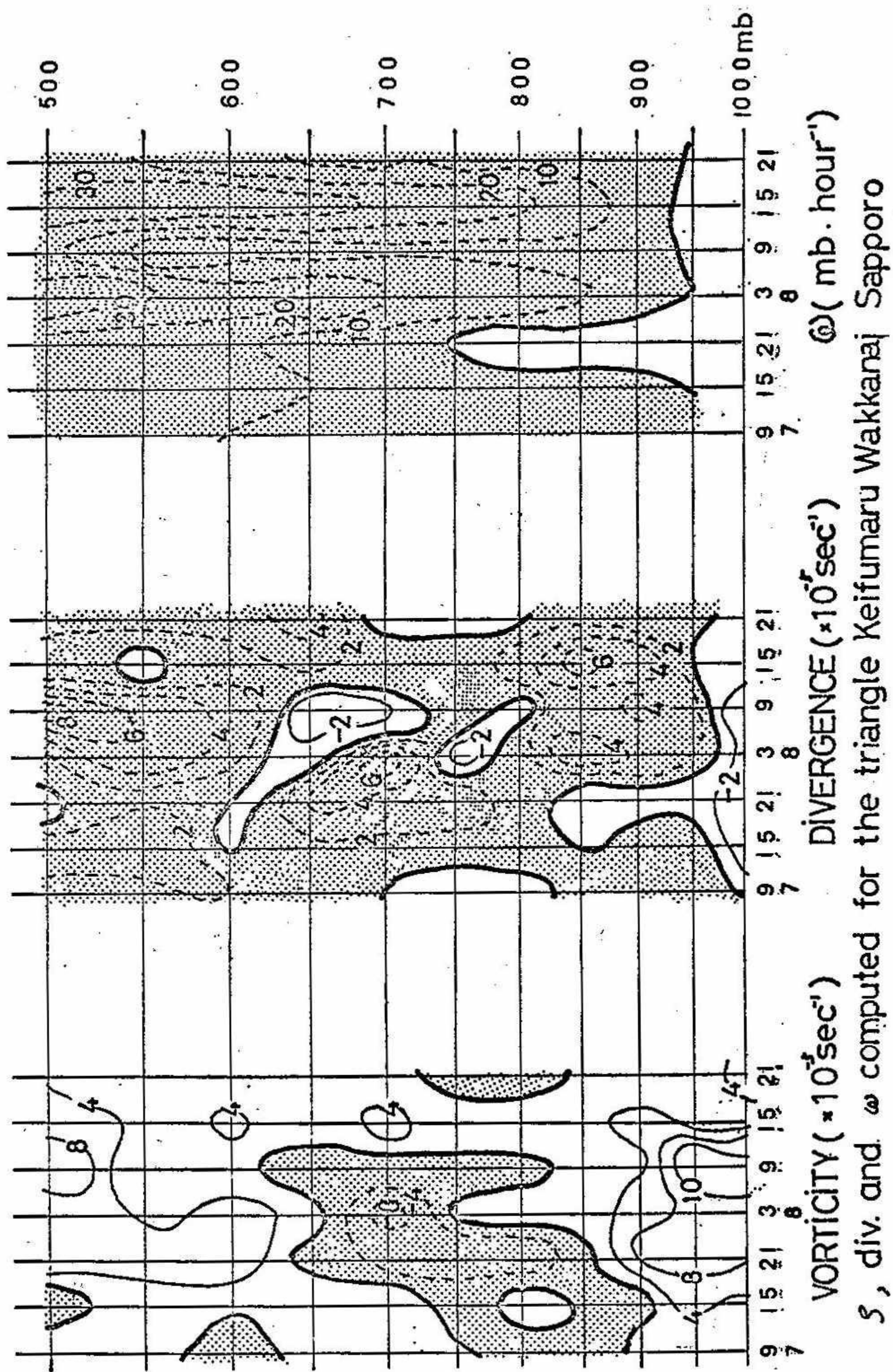
次に850mbの高度を（500mb天気図からその高度を読み又500～850mbの層厚図からその層厚を読んで各緯度経度毎に）推定した。（小低は上層には構造を持つていないと仮定）。

一方、地上気圧と気温から1000mbの高度を大略同じような間隔で推定した（海上は啓風丸の水温-気温のデータ、気象庁発行の全国海況旬報の水温等のデータを使った）

この両気圧面の層厚をとると図のようになり小低が暖気に対応し、石狩湾南部の寒気が入り込んだ部分に雪雲が対応する。

次に啓風丸、札幌、稚内の高層風を使つてこの三角形（丁度これをカバーする）の発散、渦度、上昇流を計算した。（図）これを見ると900mb以下で正渦が強く小低の存在を示す。又800～950mbで発散強く、上空からの沈降が卓越している。この結果海水からの顕熱、潜熱、或いは沿海州方面から移動してきた暖気が北海道の山々にさえぎられ又上空からの沈降によりふたをされてたまつたことにより小低が発生或いは強化されたと思われる。なおこの様な層厚の場合、この附近をさらに各0.5°緯度経度毎に層厚を読んで1000mbに加え850mb高度を作り直すと、小低の西側に波長の短い谷が出来る。この前面の発散が計算に出てきたと思われる。この様なスケールの波長でも前面が発散後面収束となることはRossbyにならつて渦度eq.から検討、確かめられた。





3. 1973年1月の石狩湾付近の大雪について

村 松 照 男 (札幌気)

1973年1月石狩平野に大雪をもたらした二つの例を解析し大雪の条件を検討した。この二例は1月13日札幌付近に30cm、28日夜-29日の岩見沢に60cmの降雪をもたらしたもので、共に従来言われている収束雲の存在と小低気圧によるものであつた。しかし岩見沢の大雪を例にとれば、収束雲も存在し、小低気圧も、又それに付随する孤状エコーも石狩湾に存在していたのが、大雪に先行して15時間も前であつた。このことから大雪になるのは、さらに別の条件が必要と考えられる。この二例の共通した条件を検討した。

ここで札幌(47412)、及び大雪時の850MBの流跡線上のIMAN(31873、札幌の西北西約800km)の高層気象の時間断面をとり比較してみた。従来言われている様に、この大雪は700MB寒気ドーム下の現象である。変質前の大陸上IMANと変質後の札幌の高層の状態を比較してみると、寒気ドームの形はほとんど同じ形を保ちドーム内だけ日本海での吹走距離400kmで変質、湿潤化一様化している。さらに、IMANの解析を見ると、700MB寒気ドーム(大きさとしては約1000km)の中に下層0.5-1.5kmの高さに寒気塊が存在している微細構造が共通していることがわかつた。この寒気は周囲より2-5°低く、気塊そのものは北海道に到達した時は変質し不明瞭となるが、混合比としては周囲よりさらに十分湿潤化している。寒気ドームとの位置関係から比較することによると今回の大雪二例は、この気塊の到達する頃から大雪となり、大雪継続時間は3-6時間に集中しスケールの妥当である。この寒気塊が大雪をもたらすと考えられる。小低気圧及び内陸メソ高気圧の存在は、これらの降雪を水平的に集中化局地化する点において重要な役割をし、収束雲即ち収束線は湿潤化した空気をせき止める効果を持つことに意味がある。

この他、今回の解析では収束雲の発生に特徴的温度場があり、それによるソレノイド直接循環による内陸メソ高気圧の生成強化が説明されることを示した。又従来解析されて来た小低気圧の発生の場合、明らかに異つた二つの型に分類されることを示した。一つは850MBの流跡線をとれば大陸起源の気塊によつてもたらされたもので、他の一つは、循環(低気圧)の中心がエトロフ島付近と近く、気流は南東から廻り込んで来る型である。いわゆる低気圧の強い循環の内での小低といわれているものである。今回の二例は、共に前者のタイプであつた。

以 上

4. メソ低気圧に関する一考察（中間報告）

七 沢 謙（札幌気）

1971年2月9日、北海道と沿海州とのほぼ中間の 43.5°N 、 138.5°E の海上で定点観測を行っていた気象庁観測船「啓風丸」がメソ低気圧を観測したので、その解析結果について若干報告する。

気象状況

発達した低気圧がカムチャツカ南東海上に去り、北海道では強い季節風の吹出しも収まって、7日以来全道的に晴天が続いた。このため、夜間の放射冷却によつて生じたメソ高気圧が北海道内陸部に定常的に存在し、9日には西から進んできたWarm ridgeがこれに重なり、強い高圧場を形成した。700mb高度面以下の下層の風系は、サハリンから稚内にかけてはNNEの風であり、また沿海州ではNWの風となつていた。気象衛星資料によると、間宮海峡からSSWにのびる雲列と、沿海州沖合で発生しSにのびる雲列とが積丹半島沖合で合流していた。

メソ低気圧の構造

9日早朝、沿海州沖にあつた渦エコーが毎時12kmの速さで南に移動し、9日朝から夕方にかけて啓風丸の上を通過していったので、啓風丸の第3時間ごとの気象観測値をエコー領域に対する空間変化におきかえて記入したのが第1—1図である。また下の図は啓風丸の高層観測によつて求めたエコー領域の鉛直断面である。下の図で陰影を施した部分は湿度85%以上の領域で、エコー存在域とはほぼ合致し、その上限は700mb付近にある安定層で押えられている。渦の中心付近で風が弱く、エコーの多いところで風が強くなっているのが特徴的である。

成 因

第2図で9時と15時の局地天気図とエコー領域を示した。流線を描けばもつとはつきりするが、 $45^{\circ}\text{N}137^{\circ}\text{E}$ と、 $42^{\circ}\text{N}141^{\circ}\text{E}$ とを結ぶ線が集風線となつており、その東側では間宮海峡からのNE気流系、西側では沿海州南部からのNW気流系となつている。9時は渦エコーも明瞭でなく、気圧場でも谷となつているのみでメソ低気圧は解析されない。しかし15時の段階では、エコーの低気圧性巻込みが明瞭となり、気圧場からもメソ低気圧が解析できる。風系では、エコーの南側でW~SWが卓越してきた。高層観測によるとエコーの北側と南側との気団の差が無いので、前線は存在しない。これらから推して、渦エコーの発生には方向の異なる三つの気流系の存在が必要であり、これら相互の方向や強さの差が関係して、エコーの形、存在位置、移動方向などがきまってくるものと考えたい。

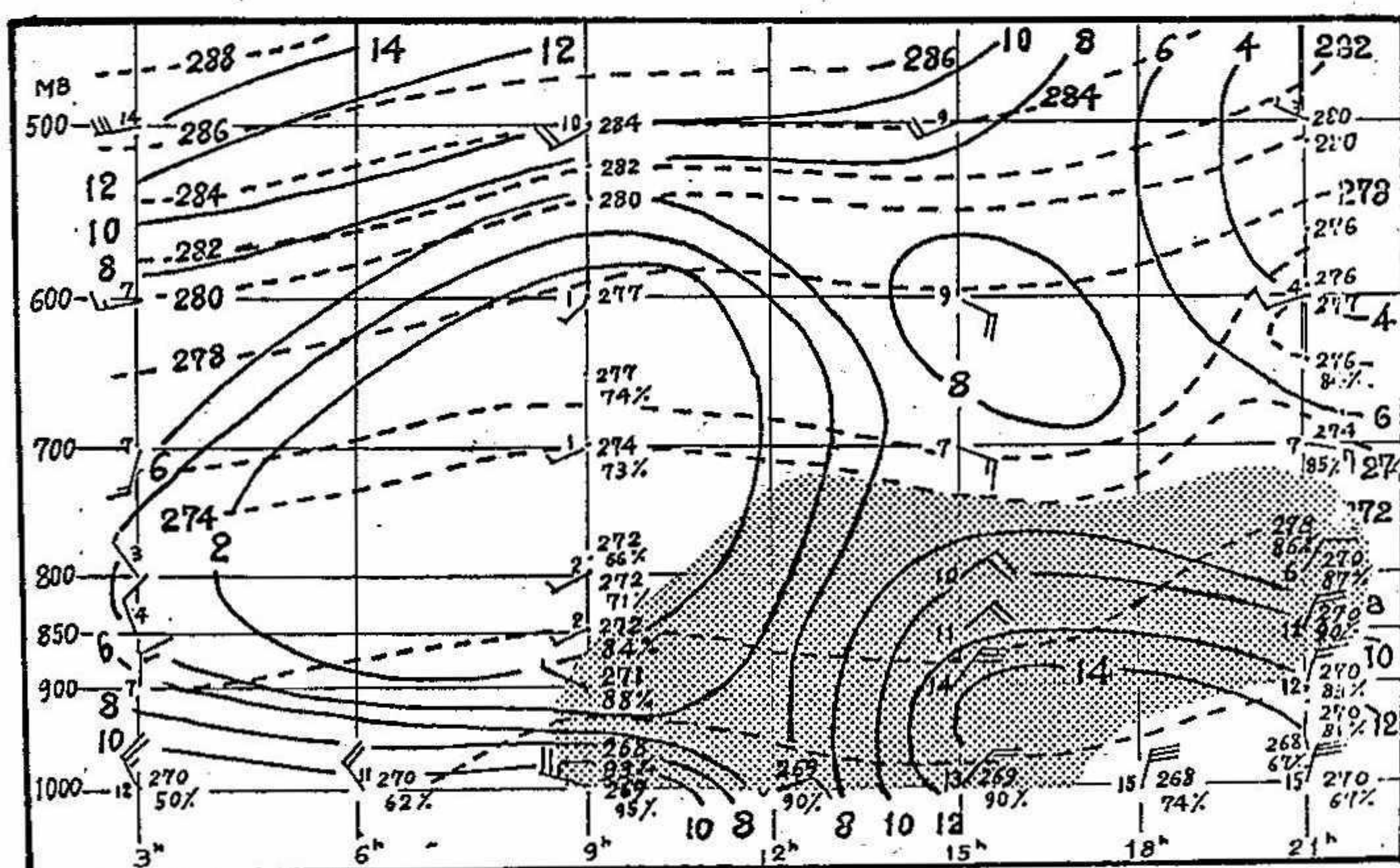
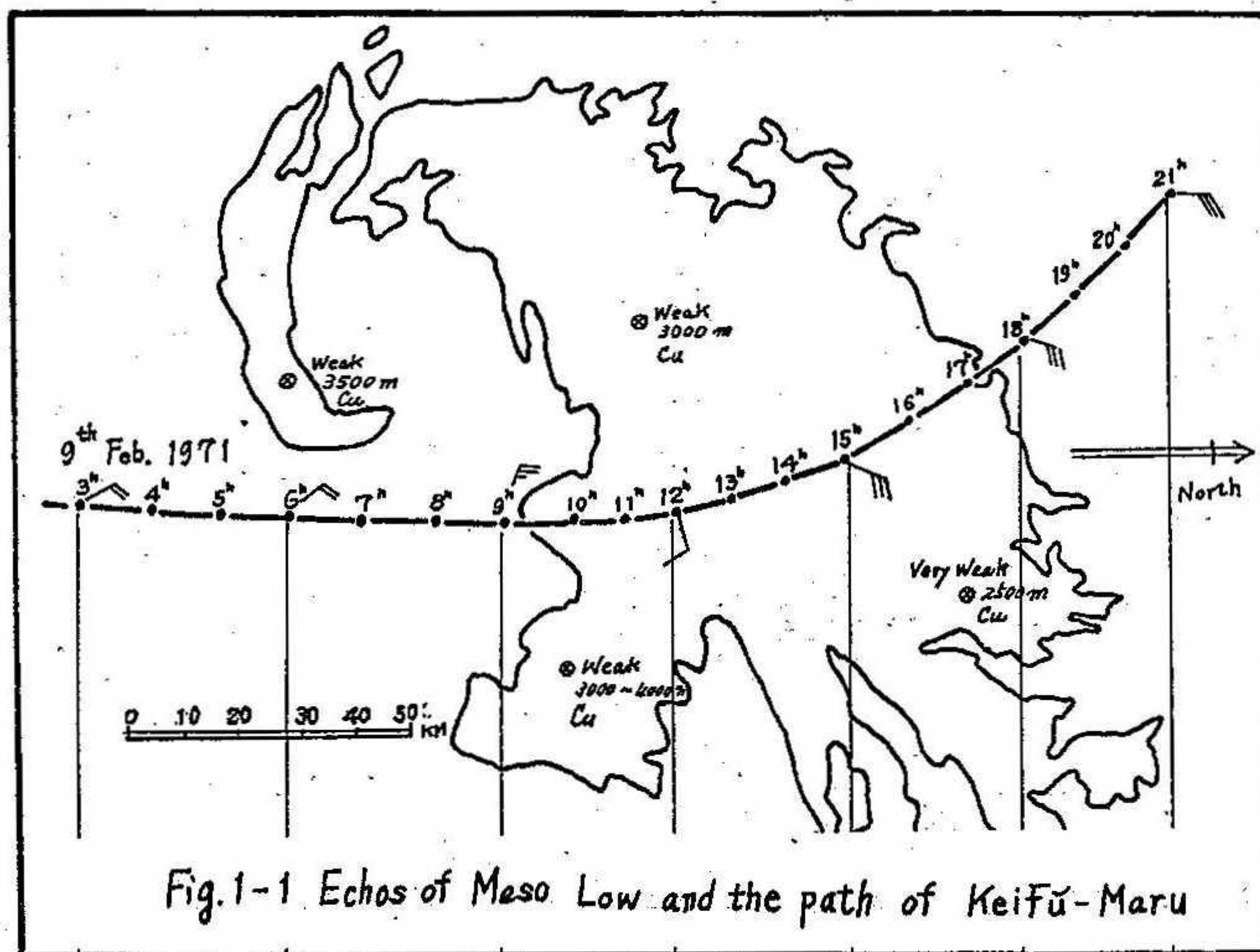


Fig.1-2 Vertical cross section of Meso Low, 03~21E 9th Feb. 1971

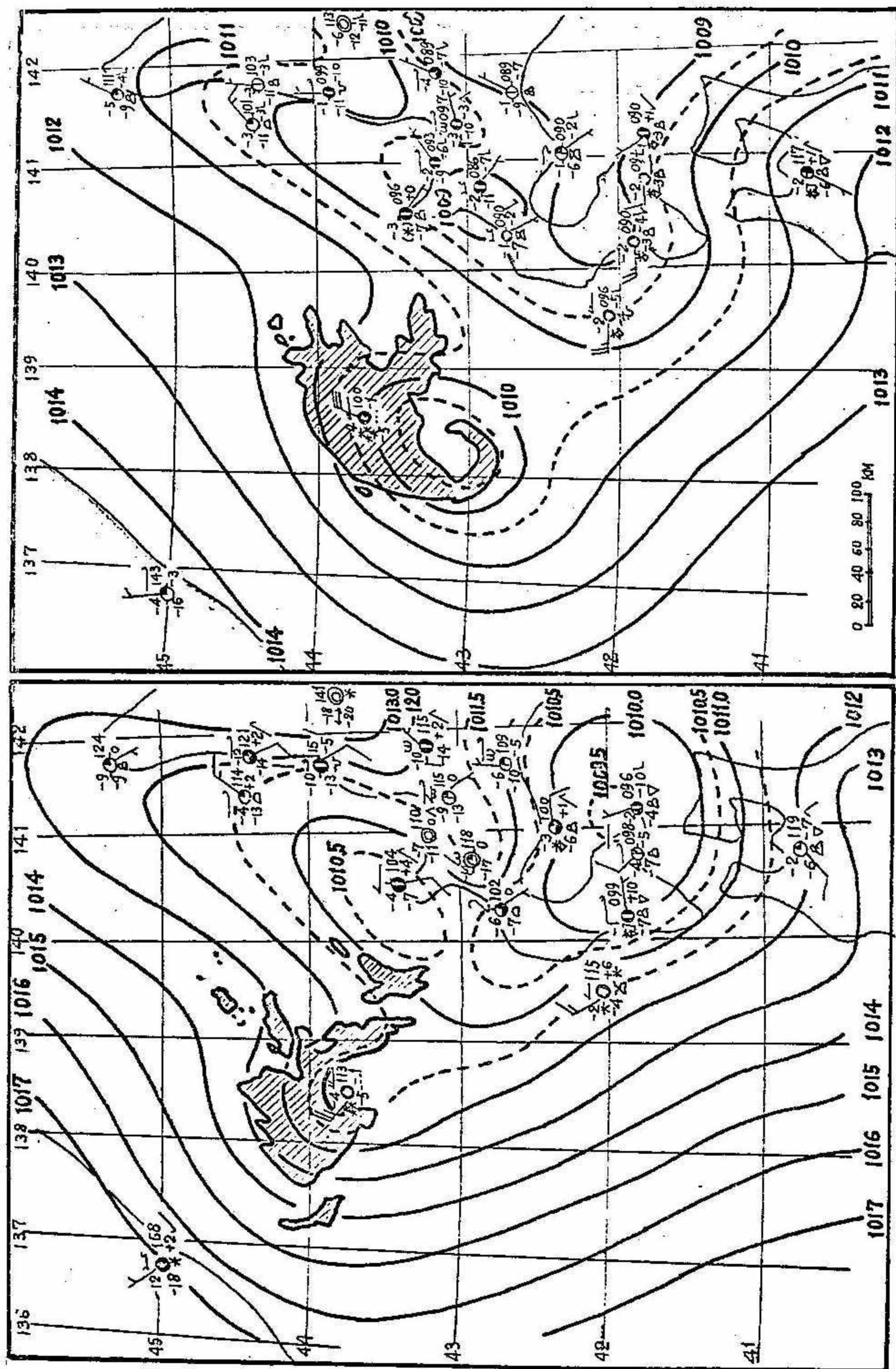
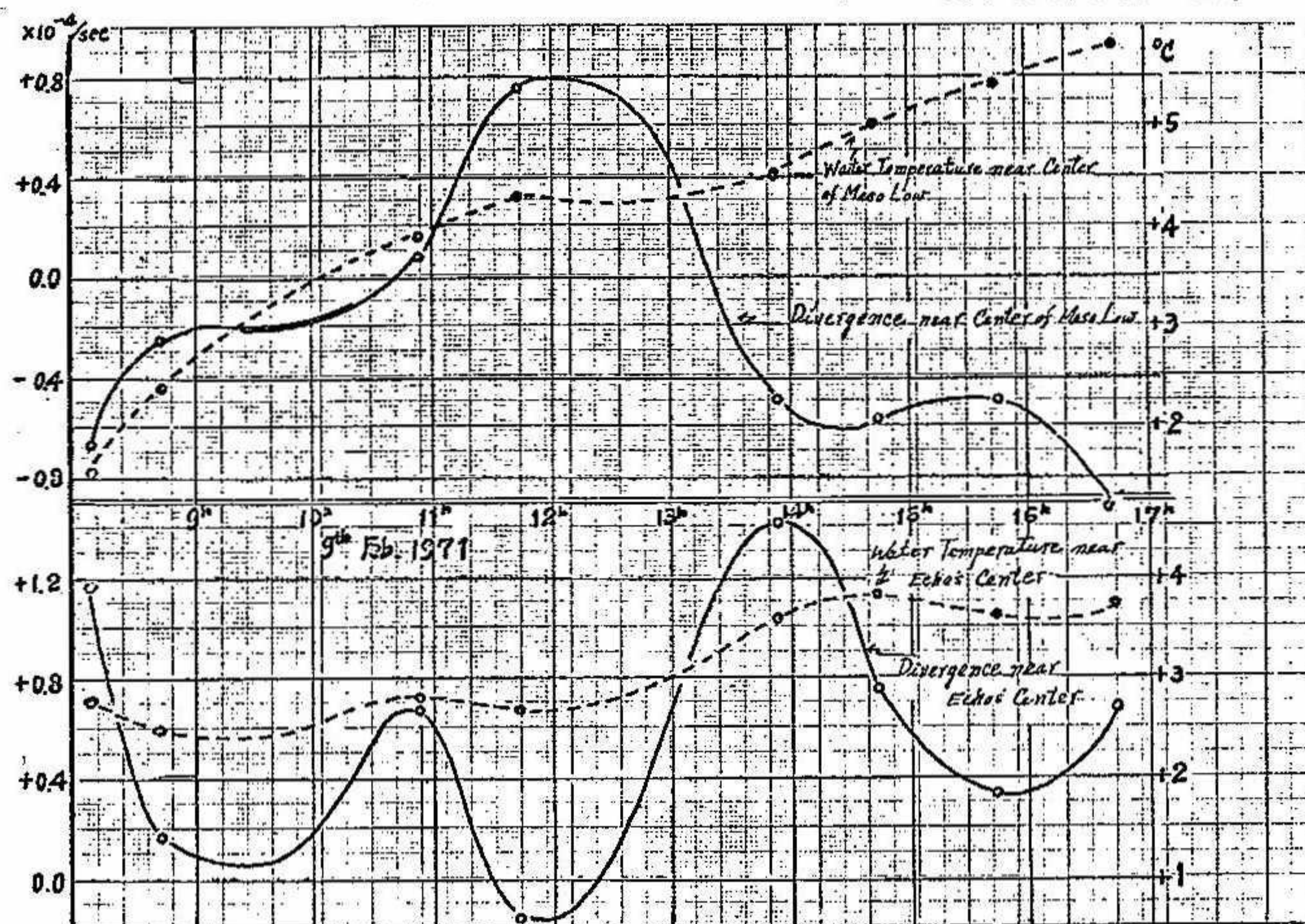


Fig. 2-1 Local weather map, 09I 9th Feb. 1971 Fig. 2-2 Local weather map, 15I 9th Feb. 1971

変 化

エコーセルの30分間の動きから、渦の中心、及び多エコー領域の中心における発散量を求め、また啓風丸の海面水温観測からそれぞれの中心付近の水温を求め、実線及び破線で時間変化を示したのが第3図である。発散量の計算は30 Km格子で行った。中心付近(上図)では収束がまた多エコー域では発散が目立っている。ここで注意しておきたいのは、エコーの動きから求めた発散は、その場の気流系の発散を表わすものではなくて、ただ単にエコーが水平方向に拡がる傾向にあるか、それとも集まる傾向にあるかを示すにすぎないことである。多エコー域では、海面水温と発散量との間に正相関があり、水温の僅かな変化で発散量が大きく変ること、また多エコー域では海面近くほど風が強いことなどから考えて、ここでは海面近くのごく下層で強い収束があり、それが上昇流となつて雲を生じさせ、この上昇流の強弱がエコーの発散量をきめるものらしい。これに反し、渦の中心の発散量と水温との間には明瞭な関係が認められないし、また風も弱いことから考えると、ここでは下降流が存在するらしい。なお、渦の中心と、多エコー域の中心との発散量は大きな逆相関があるので、海面からの水蒸気の上方輸送が大きくなるとエコーが拡がり、しかも渦中心付近ではこれに応じてエコーがまとまる傾向にあると考えられる。

Fig. 3-1 Divergence ($\times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$) solid line, and sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) broken line, near center of Meso-Low.



おわりにこれまでにわかってきたことの一部を、中間報告の形で述べたが、これに関する調査は現在なお続行中である。このため、結論めいたものもなく、また紙面の関係で記述不十分な点も多くみられる。これら諸点についておわびしておきたい。

5. 冬期季節風型帯状エコーの走向について

由 田 建 勝（札幌気）

冬に西高東低の気圧配置になると、日本海上で列状の雪雲が発生して北海道西部に雪を降らせる。この時レーダーで観測される帯状エコーの性質について、エコーの走向を中心に調査した結果を述べる。

1) 帯状エコーの走向と風向との関係

風向および帯状エコーの走向（エコーセルが流れてくる方向）を 360° 方位角であらわし、風向からエコーの走向を差しひいた角度を、風向とエコー走向のずれの角度とする。このずれの角度を等気圧面ごとに平均値を求めて図示したのが第1図である。ここで、冬期の対流性エコーの高さは3km前後であるから、エコーの存在範囲は700mb面以下の下層である。札幌の風とエコー走向のずれ（実線）をみると900mb面では一致しているが850mb～700mb面では各層ともプラスの方へ $3\sim5^\circ$ ずれている。すなわち帯状エコーの走行は札幌の風向よりもやや反時計回りの方へずれた形になりやすいことを示めている。この原因としては積丹半島などの地形の影響が考えられる。稚内の風との関係（点線）では下層部でプラス、上層部でマイナスになっている。しかしこれらのずれの角度は大きなものではないので季節風型の帯状エコーの走向は900mbから700mbにかけての風向にはほぼ一致すると考えられる。

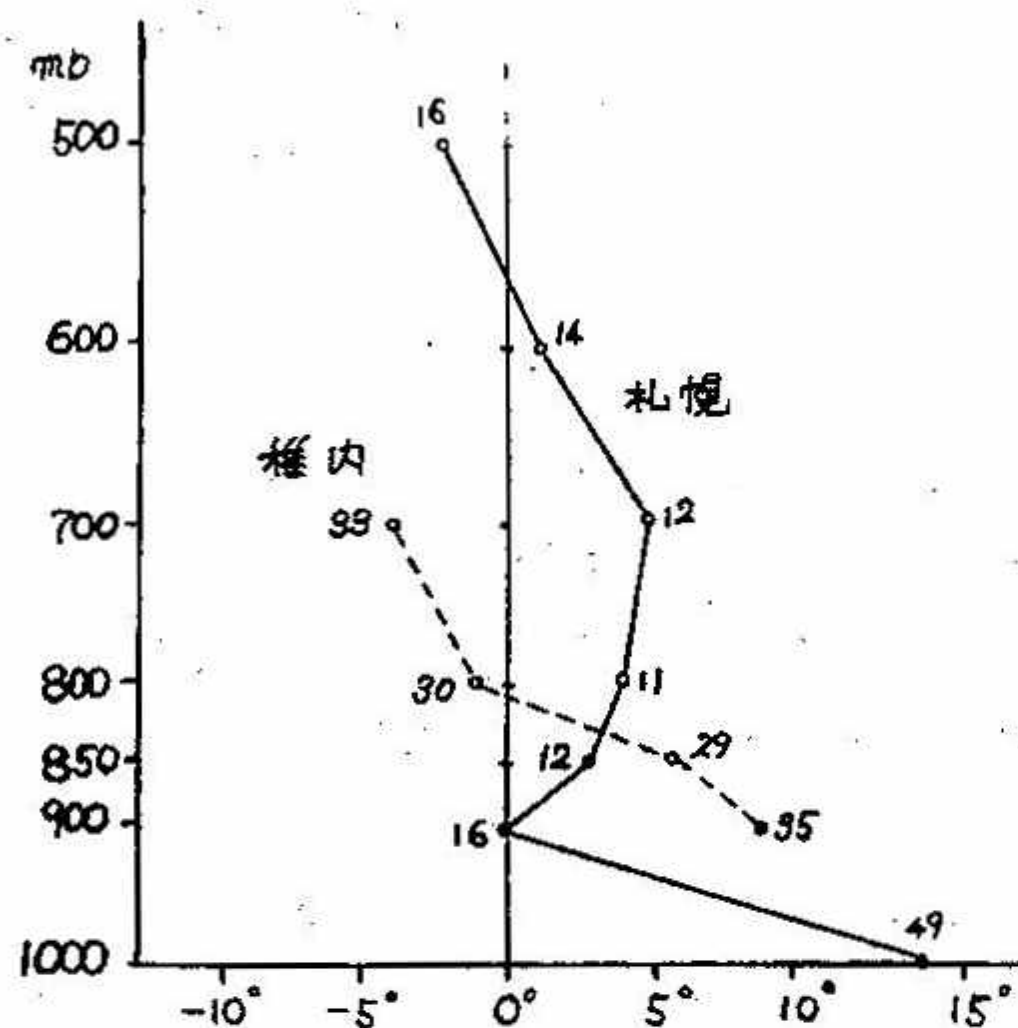
2) 帯状エコーの出現域

第2図の直線（実線）は各走向の帯状エコーが出やすい位置をあらわしている。この直線は、図中の南北方向に引いてある点線上でエコー出現率を求め、この出現率の高い点をエコーの走向に従って延長した線である。第2図によつて、帯状エコーのあらわれやすい位置は積丹半島などの地形による影響の大きいことが明瞭である。一般に平野部や谷にエコーが入りやすい。しかしエコーの走向が北西よりの場合には暑寒別岳付近の山岳部にエコーが出現しやすくなっている。これは帯状エコーの間隔には一定規模の水平スケールがあるためかも知れない。帯状エコーの間隔は統計的には30km前後の場合が多く、エコーの高さ約3kmに対して10倍のスケールになっている。

3) エコーの充満率について

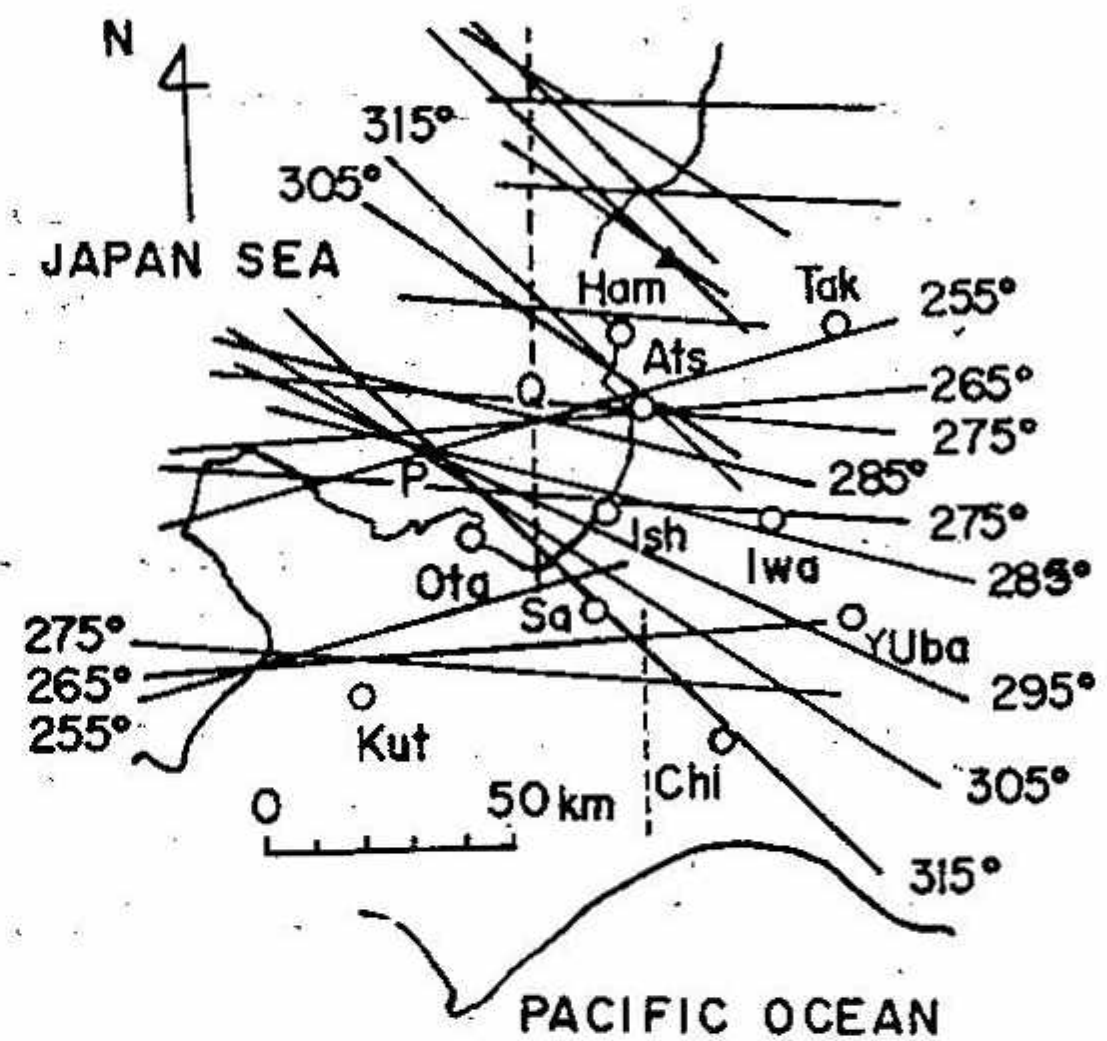
帯状エコーにおいて、全面積に対するエコー域の面積の比をエコーの充満率として、850mb面の風と大気の安定性とで対比させた図が第3図である。エコー充満率はエコースケッチ図をもとに、札幌より北側約100kmの範囲内にあるエコーを対象として求めた。ただしここではレーダー受信電力の距離による減衰は考慮していない。図の縦軸は850mb面の風の、帯状エコーの走向に対して直角方向のベクトル成分で、札幌と稚内の両成分の合計値をあらわす。符号の正、負はそれぞれ発散、収束の状態に相当する。大気安定度をあらわす数値としては $\gamma = \Gamma - \Gamma_w / \Gamma_d - \Gamma_w$ を使用した。ここで Γ 、 Γ_d 、 Γ_w はそれぞれ状態曲線の気温減率、乾燥断熱減率、湿潤断熱減率をあらわす。この安定度は札幌の高層データをもとに900mb～850mb間および850mb～800mb

間のいずれか、安定度の悪い方の値を用いた。また図中の白丸、二重丸、黒丸はそれぞれエコーの充填率が0.4以下、0.5に等しい、0.6以上の場合をあらわす。この図によると、やはりエコー域が収束の場であつて、大気の安定度が悪い時にはエコーの量は多くなる傾向がしめされている。また全体の60%が条件付不安定の成層になつている。



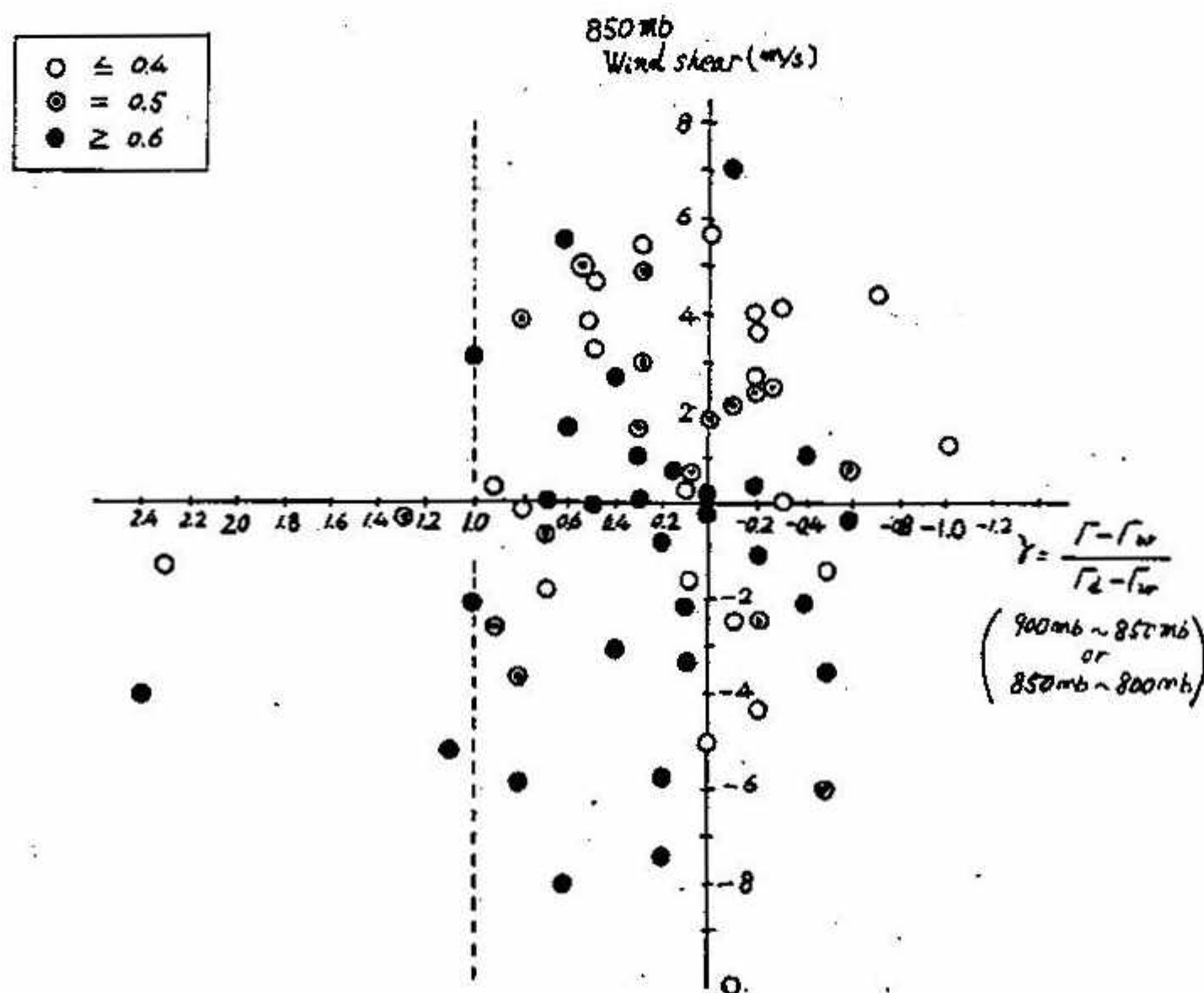
第1図：帯状エコーの走向と風向観測値のずれの平均値。

図中の点にそえてある数字は各高度のずれ角度の平均値に対する標準偏差をしめす。



第2図：帯状エコーの高出現域。

図中の数字は帯状エコーの走向をあらわす。



第3図：エコー充填率と風および安定度との関係。

6. 一つの石狩平野降雪分布シミュレーション

孫野 長治 (北大理) ・ 塩月 善晴 (山口大
工短部)

1. はじめに

大陸からの寒気吹き出しの際、海面からの旺盛な顕・潜熱補給によつて生成される降雪雲とそれによつてもたらされる石狩平野降雪分布のシミュレーションを行なつた。数値実験は定常状態における拡散モデルによるものであり、雲内の含水量と温度分布より推定される降水量分布は一次元ではあるが、降雪雲プロフィール及び降水分布は観測されたものによく似ている。

2. 数値モデル及び計算過程

数値実験には浅井(1965)の拡散モデルを適用したが、降雪雲のバンド構造に対応させて、収束の効果の代わりに拡散係数 K を大きめに与えてその効果を見た。ここではFisher & Caplan (1963)の $K = K^* \exp \{ -\alpha (\partial \theta / \partial z) \}$ を使用している。採用したパラメータは、水温：大陸沿岸で 0°C 、400Km(石狩)で 5° の線型変化、風速：全層 10 m/s 、及び 15 m/s 、初期条件：温度は地表面～700mbで -20 、 -25 、 -30 各 $^\circ\text{C}$ 、それ以上では乾燥断熱変化、湿度は全層80、50、30各%、 $\alpha : 500 \text{ m}^\circ\text{C}^{-1}$ であり、海面での輸送係数 C と K^* はそれぞれ0.0018、10：Case STD、0.0036、20：Case 2X、0.0072、40：Case 4Xの三段階で調べた。

3. 結果

① 雲のサイズ：浅井(今回のケースSTDには近い)では輪島で雲頂高度1.5Kmのものを得ているが、石狩平野で度々観測されるそれは2～3Kmである。これに対し今回の2X、4Xのケースでは石狩上空で既に2Km以上のものができた。

② 温度分布：モデルの難点の一つは、雲内の温度分布が湿潤断熱変化にはならず、乾燥断熱に近いことである。但し計算された分布は地表面附近の温度と上空安定層保存に関してはよく表現している。初期値 $-20^\circ \sim -25^\circ\text{C}$ 、80～50%、Case 2Xでは400Km(石狩)、800Km(輪島)の各点で地表面附近温度がそれぞれ -5° 、 $+3^\circ\text{C}$ で自然に近い。また72年オリンピック期間特別観測における、石狩北西100Kmでの船上からのsoundingと札幌のを比較すると両地点間上空の温度上昇は計算値に近い。

③ 含水量分布：計算では初期値 $-20^\circ \sim -25^\circ\text{C}$ 、80～50%、Case 2Xの場合で、石狩上空雲底附近の500～1000mで $1.5 \sim 2 \text{ g/m}^3$ のmaximumをもつプロフィールが得られた。石狩での孫野らの観測ではバンド中心部ではないが 1 g/m^3 に近いもの、また札幌レーダーのエコー強度とSekhon & Srivastava (1969)から導かれるZ-M関係を用いると、強いエコーで 0.7 g/m^3 以上のものが期待できる。こうして計算値の 2 g/m^3 は降雪雲の中心部では充分期待できるものと判断される。

④ 顕・潜熱輸送、蒸発量、Bowen比

これ迄の研究によると、寒気吹き出し及び豪雪時の解析で、顕熱、潜熱輸送、蒸発量はそれぞれ

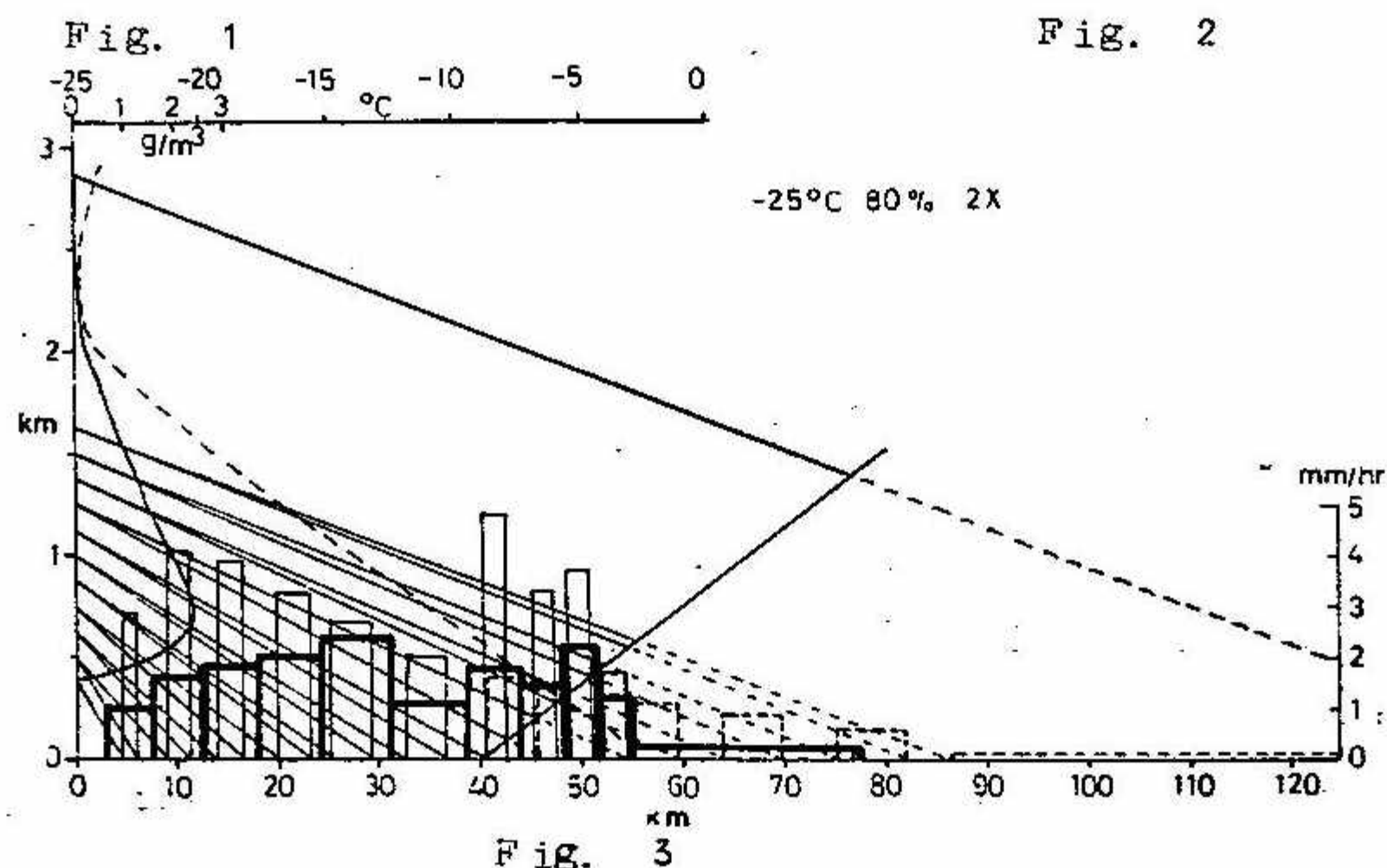
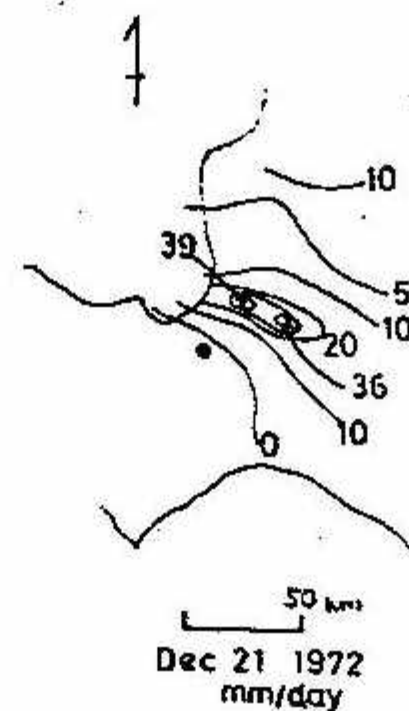
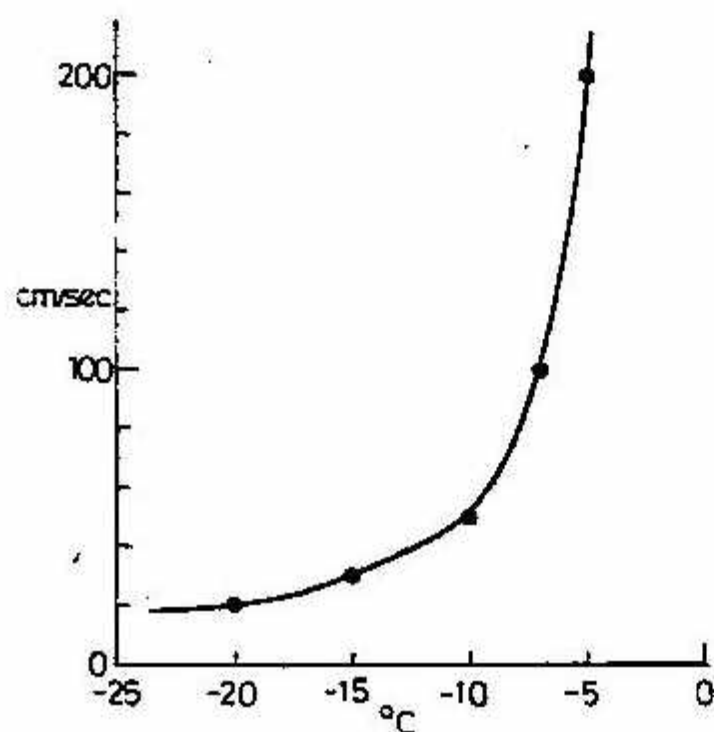
約1000、500 ly/day、5~10 mm/day、従つてBowen 比は2に近いものが得られているが、今回の計算ではこれらを越えるものが得られた。

⑤ 降水量分布

得られた雲内の含水量と温度分布から、中谷ダイヤグラムより推定される雪結晶とそれらの落下速度より降水量分布（一次元）を描くことができる。但し雲内の水分はすべて結晶に成長していると仮定し、これ迄の観測の示す如く、雲は石狩平野上陸瞬間に崩壊し始め風に流されながら落下すると仮定した。落下速度はFig. 1により与えた。また石狩平野東端の夕張山系によるせき止めを一つの地形効果として考慮している。平滑化された計算降水量分布は内陸30 kmと、40~50 km地点の山岳斜面による吹きだまりによるピークをよく表現している。及びその降水強度は約2 mm/hrである。

4. 1972年12月岩見沢豪雪との比較

作年12月19~21日は典型的な季節風場で当別から岩見沢の方向に降雪バンドが集中した。Fig. 2は実際の降水量分布で、Fig. 3は当時の高層状態に近いCase、 -25°C 、80%、 $\times 2$ による計算降水量分布である。計算分布は当別から岩見沢にかけてのピークをよく表現しており、降水強度もほぼ一致している。



7. 氷の非対称まさつ帯電と不純物の影響について

織笠桂太郎・鈴木輝三郎(室工大)

はしがき 雷雲中の雪片と雪片、或は雪片とアラレとの衝突による帯電現象を明らかにするために、北大のMagono and Shio は氷の非対称まさつ帯電実験を行い、 -5°C 以下では高温側の氷が負に帯電し、低温側が正に帯電すること、 -5°C 以上では高温側が正に、低温側が負に帯電することを発見した。そして、氷の電荷担体として正、負二種類のものがあると仮定し、これにLatham and Mason の温度勾配による電荷担体の熱拡散理論を適用すれば説明できるとした。著者はこの結果に注目し、自ら上記の結果を確認し、更に自然の状態に近づけた状態で上記の結果を確認するために、氷の資料に雪片を衝突させた結果、雪片の方を高温側とすれば、この場合に於てもやはりLatham and Mason の理論を定性的に適用できるか否かを確認するための予備的実験を行つた。

実験の方法 先づ電荷担体の温度拡散現象を拡大して見れるかもしれないという予想のもとに、氷の資料として、純氷の外に、 HNO_3 、 NaCl の 10^{-3} 、 10^{-2} 、 10^{-1} モル溶液を凍らした直径22mm、長さ100mmの円柱状の氷の資料を用意し、それらを適当な組合せて互に非対称まさつを行つた。その方法はMagono and Shio の方法にならい、一回だけかるく摺動接触させた。実験室温は $+1^{\circ}\text{C} \sim -17^{\circ}\text{C}$ である。

次にニセコに於て上記の氷の資料を鉛直に固定し、これに直角に天然の新雪を直径約20mmのノズルからの圧搾空気で吹きつけて衝突させ、これによつて生じた電位と、氷よりやや風下の下部に水平に取付けた約225cm²のトタン板に落下する雪片の電荷によつて生ずる電位も同時に振動容量型電位計で測定し、まさつ帯電効果の判定の参考資料とした。猶最も面倒なことは、雪片を圧搾空気で吹きつけるだけでイオンが発生し、雪片は帯電するので、氷の資料とは同じ真鍮棒の資料に雪片を衝突させてバックグラウンドの最も少い位置に氷の資料を固定して実験を行つた。

結 果

I) 人工的氷の資料間のまさつ帯電

はじめに純氷間のまさつ帯電は、 -5°C 以下では高温側が負に、低温側が正に帯電し、 -5°C 以上では全くこの逆に帯電し、温度因子の効果が現われた。次に純氷と不純物氷間のまさつでは予想に反して温度因子の効果が殆んど消えて、不純物氷が負に帯電する傾向を示した。又同じ電解質の不純物氷間のまさつでは濃度が互に等しいときは、純氷と同じく温度因子の効果が現われ、濃度が異なるときは濃度の濃い方の氷が不純物の性質を示した。

II) 人工的氷の資料と天然の新雪との衝突によるまさつ帯電

はじめに純氷と雪片との衝突では、雪片を高温側とし、氷の資料を低温側とすれば、依然として温度因子による効果が現われた。

次に不純物氷と雪片との衝突では予想に反して -5°C 以下では不純物の効果は全く現われずに温

度因子の効果のみ現われた。

しかし乍ら、 -5°C 以上になると電荷担体の符号が逆転するためか、何れの効果も満足されて、何れの効果もより優勢に現われたか判定出来ない。

考 察

純氷間のまさつに於て温度因子の効果が現われたのは、 -5°C 以下では H_3O^{+} イオン欠陥が温度の高い方から低い方に拡散し、 -5°C 以上では、今のところその正体は明確ではないが、負の電荷担体が拡散すると考えれば説明できる。

次に純氷と不純物氷間のまさつでは、まさつ面で氷が融解し、不純物が一旦イオンに解離して負のイオンが選択的に不純物氷にとらえられ、正イオンが純氷に持ち去られるという考え方と、不純物は常に優勢な正の電荷担体をもち温度因子に打勝つて純氷に正の電荷担体を拡散させて負に帯電するという二通りの考え方があると思われるが、氷の資料と雪片との衝突では不純物の効果は全く現われず温度因子の効果のみ現われることと、氷間のまさつよりも氷と雪片との衝突の場合の方が液相の介入が少ないと予想されることから、前者の液相の介入の影響が氷間の非対称まさつに於て存在することが予想される。純氷間のまさつでこのような液相の介入があるにもかかわらず温度因子の効果が現われたのは、 H^{+} イオンと OH^{-} イオンの量が少ないために、電荷担体としての欠陥の拡散効果が優勢であつたためと考えられる。

結 言

純氷間の非対称まさつと更に自然の状態に近い純氷と雪片との衝突による帯電は定性的に Latham and Mason の温度因子による効果が明確に現われた。従つて雷の電荷分離機構を考える上で比の効果は欠くことが出来ないであろう。しかも小さい粒子と大きい粒子があれば相対的に温度差が生ずる確率は1で必ず起るといつて良く、これがこの理論のもつ可能性を強く支えているものとする。尚以上の実験で一番問題になるのは雪片およびイオンの電荷すなわちバックグラウンドをいかに除くかということで、今後この点に重点をおいて実験計画を進めてゆく予定である。

8. 降雪による大気電導率の変化について

織笠桂太郎・大友正士・成田寿三（室工大）

はしがき 大気汚染と大気イオンとの間の何等かの関係を見出すことが最終的な目的であるが、その手はじめとして、今年度は大気電導率と降雪との関係を調査し、かなり明瞭な傾向をつかむことが出来たので以下に報告する。

測定方法 第1図に示す如きゲルヂェン型イオンカウンターの内、外筒に4.2ボルトの電圧を加え、限界移動度が3.0以上の小イオンを円筒に捕え、円筒を $10^2 \Omega$ の抵抗を通して接地し、これに流れるイオン電流によつて生ずる電圧降下を振動容量型電位計で測定しこれを電流に換算した。測定場所はニセコと室蘭工大である。

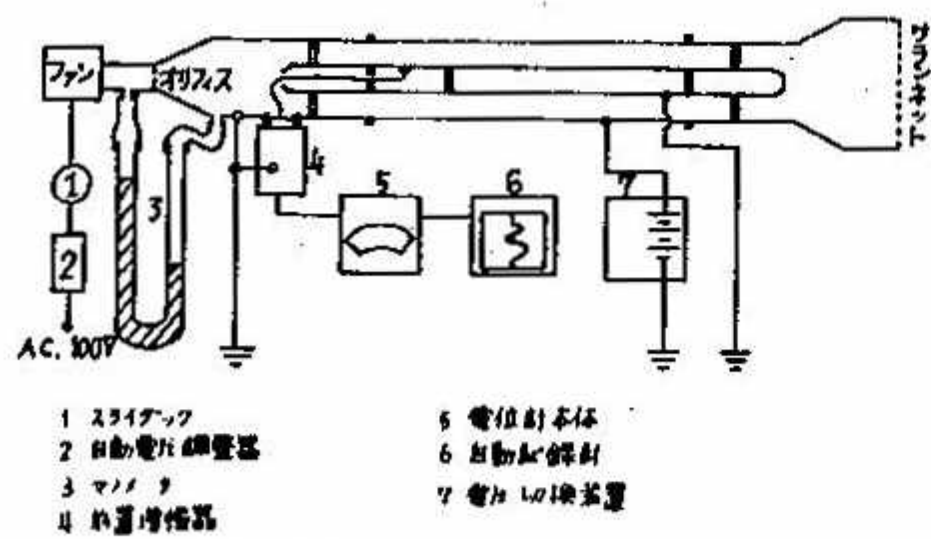
次に降雪に関してはその強弱を知る目安として雨量計の漏斗の面を約 20°C に保ち、降雪を一旦融解してマノメータに導き10分毎の値を読みとつた。その外に室蘭気象台の風向、風速、気温、降雪量を参考にした。

測定結果 大気電導率はイオン電流に或常数値を乗ずるだけであるから、イオン電流値をそのままグラフの縦軸に示すことにした、又グラフの上部には室蘭気象台の風向、風速、気温、降水の種類を示し、グラフの下部には同気象台の1時間毎の降水量の棒グラフと、工大に於ける雪量計の10分毎の降雪量を適当な倍率で拡大して示した。

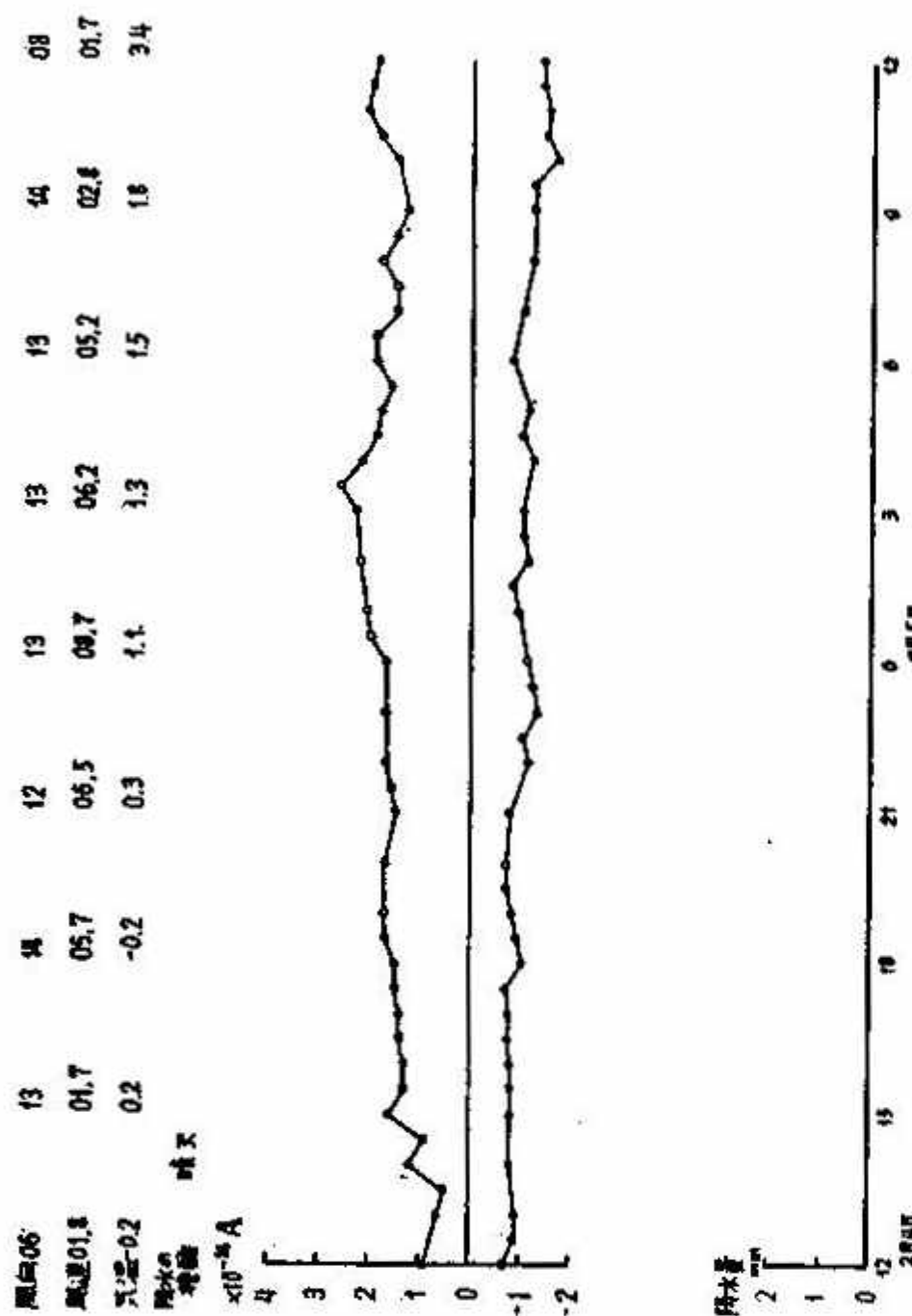
第2図は室工大に於ける晴天時の観測値で、降雪の場合を考える基準として提示したものであるが、これから正イオンが負イオンより2倍位多いことが知れる。

第3図はにわか雪の例で、17時前後に着目すると、降雪がはじまると同時に急激にイオン電流が一旦増加し、降雪が止むと同時に急激に減少しはじめ、正イオンは晴天時の約 $1/6$ 、負イオンは約 $1/2$ まで減少している、そして再び雪が降るとこれと同じような現象をくりかえしている。このような現象は比較的乾いた雪によるもので、はじめ降雪と同時に一旦イオンが発生して増加し、しかるのち雪片に吸着されて消滅するものと思われる。又正イオンが負イオンより多く観測されている。第4図は降雪量は第3図の場合とさほど変わらないが、風速が $11\text{ m} \sim 15\text{ m}$ の範囲でかなり強く、降雪のはじめのイオン電流の増加は第3図の風の弱い場合の約2倍に達している。これは風による雪片間の衝突がイオンの発生をもたらすことを暗示している。第5図は空気のきれいなニセコにおける正イオン電流のみの観測値で、前半は晴れで、イオン電流は工大の約2倍以上で、気温は -1°C で無風状態であつた。9時頃にわずかに湿った雪が降つてイオン電流は約 $1/2$ に減少した。21時前後には湿った大粒の雪片が集中的に降つてイオン電流は晴天時の約 $1/10$ に減じている。従つて、湿った雪が風がなくまづすぐ降る状態ではイオンの発生は勿論なく、空気中の浮遊粒子やイオン発生源、イオンなどすべて雪片に吸着されて消滅するものと考えられる。

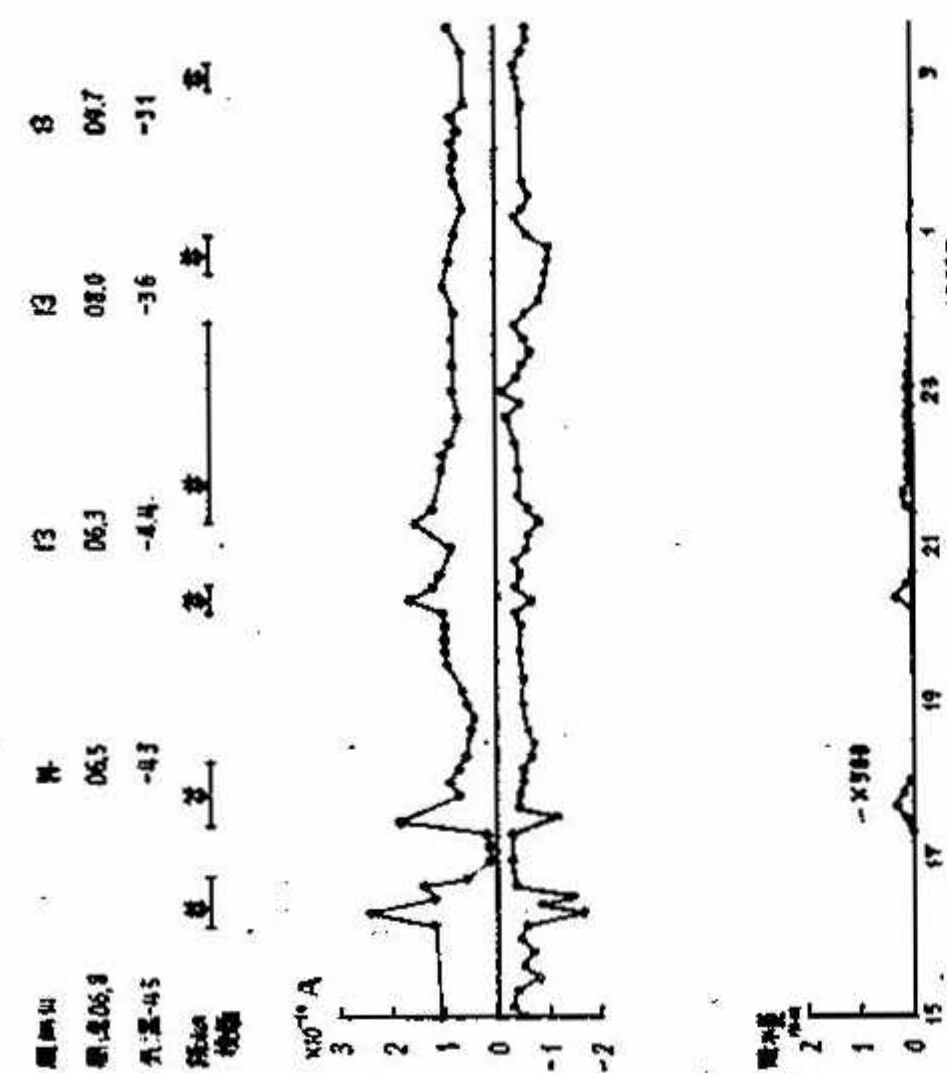
結 言 以上の結果および考察から大気の電導に關与する限界移動度3.0以上のイオンが降雪に吸着されて著しく減少することが明らかとなつたが、大気汚染との関係を明らかにするにはやはり汚染粒子も同時に測定する必要があるので来年度はこれを実行し種々の点を明らかにする予定である。



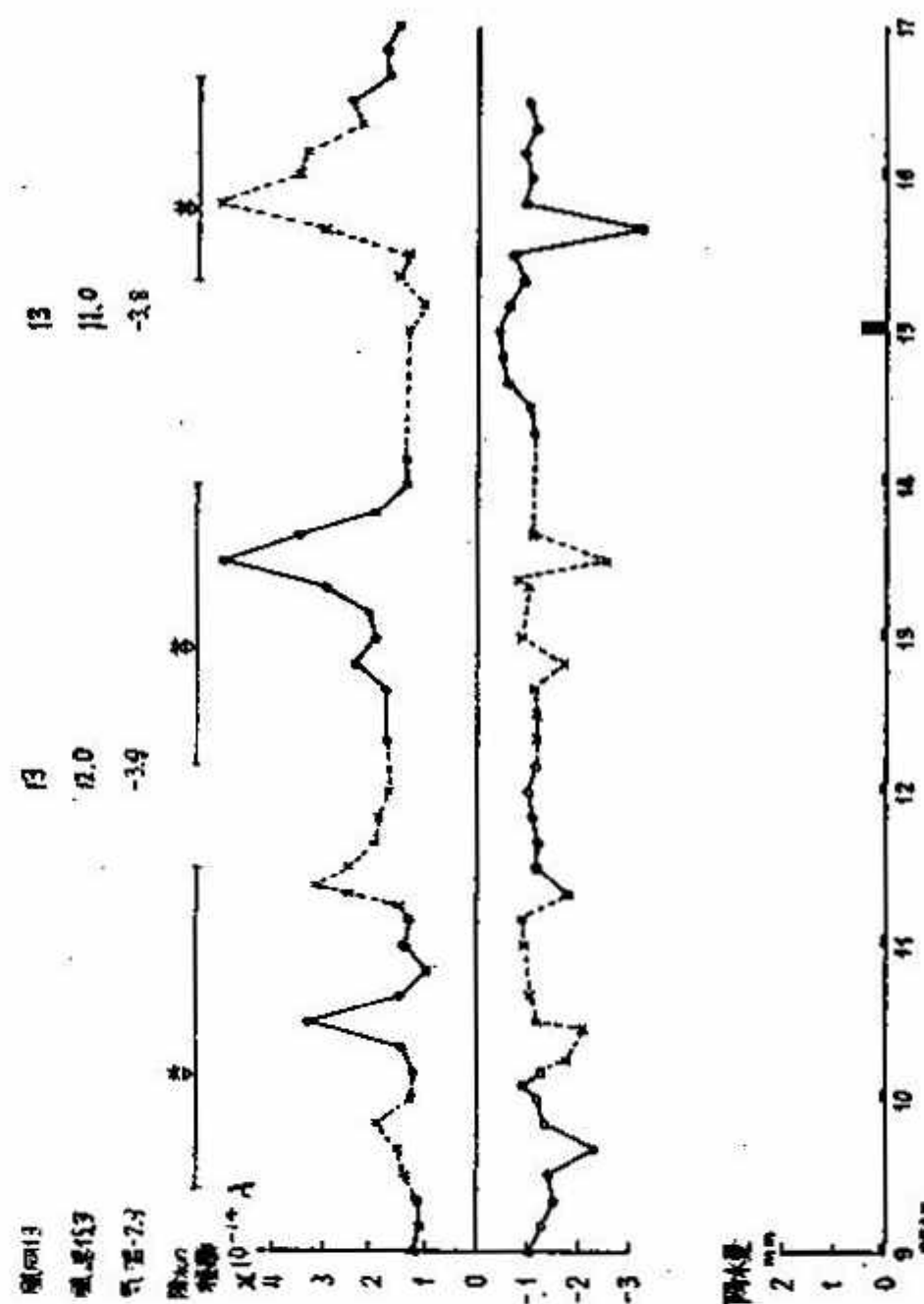
第1図 イオンカウンター



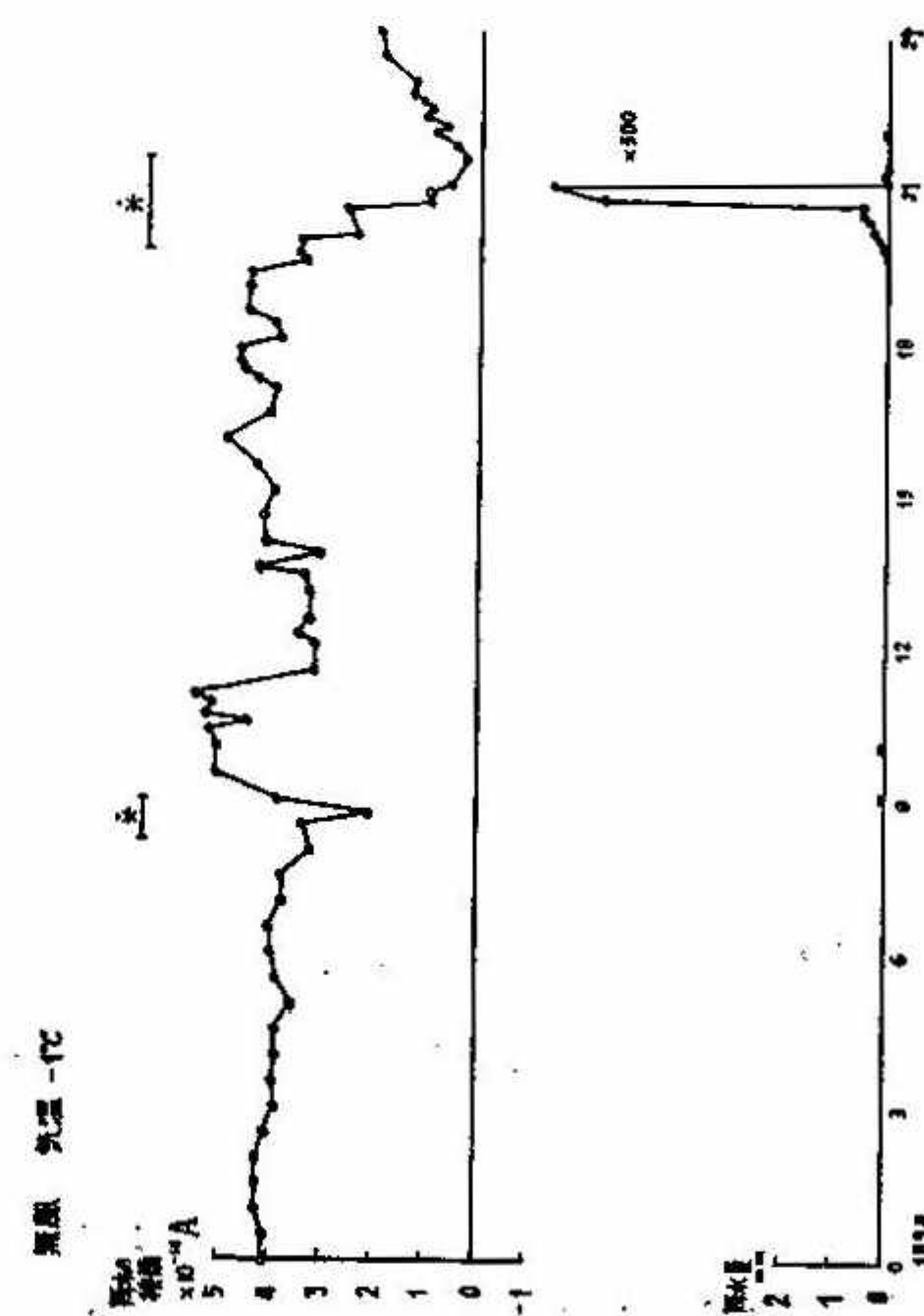
第2図 晴天時のイオン電流



第3図



第4図



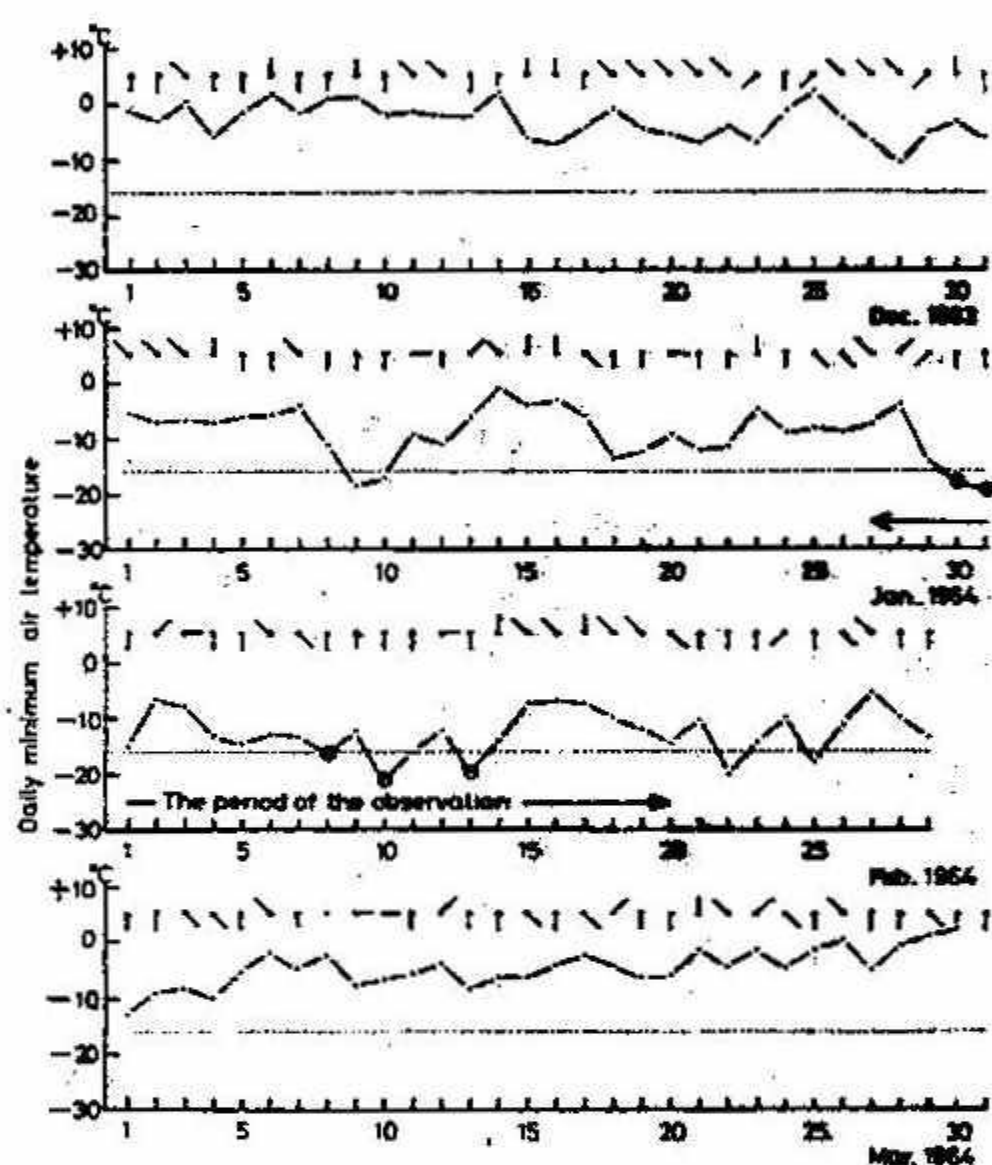
第5図 ニセコにおけるイオン電流の測定

9. 小寒冷気塊の海上流出による変質の観測（第3報）

— 海上霧の発生条件について —

播磨屋 敏生（北大理）

前報のように、1972年1月下旬から2月上旬にかけて石狩湾での小寒冷気塊の変質の観測を行つた。陸上で気象要素の垂直分布と時間変化を観測し、変質の度合を海上に発生する海上霧（雲）によつて測定しようと試みた。そのためには海上霧の発生しやすい時期と発生条件を知る必要がある。



第 1 図

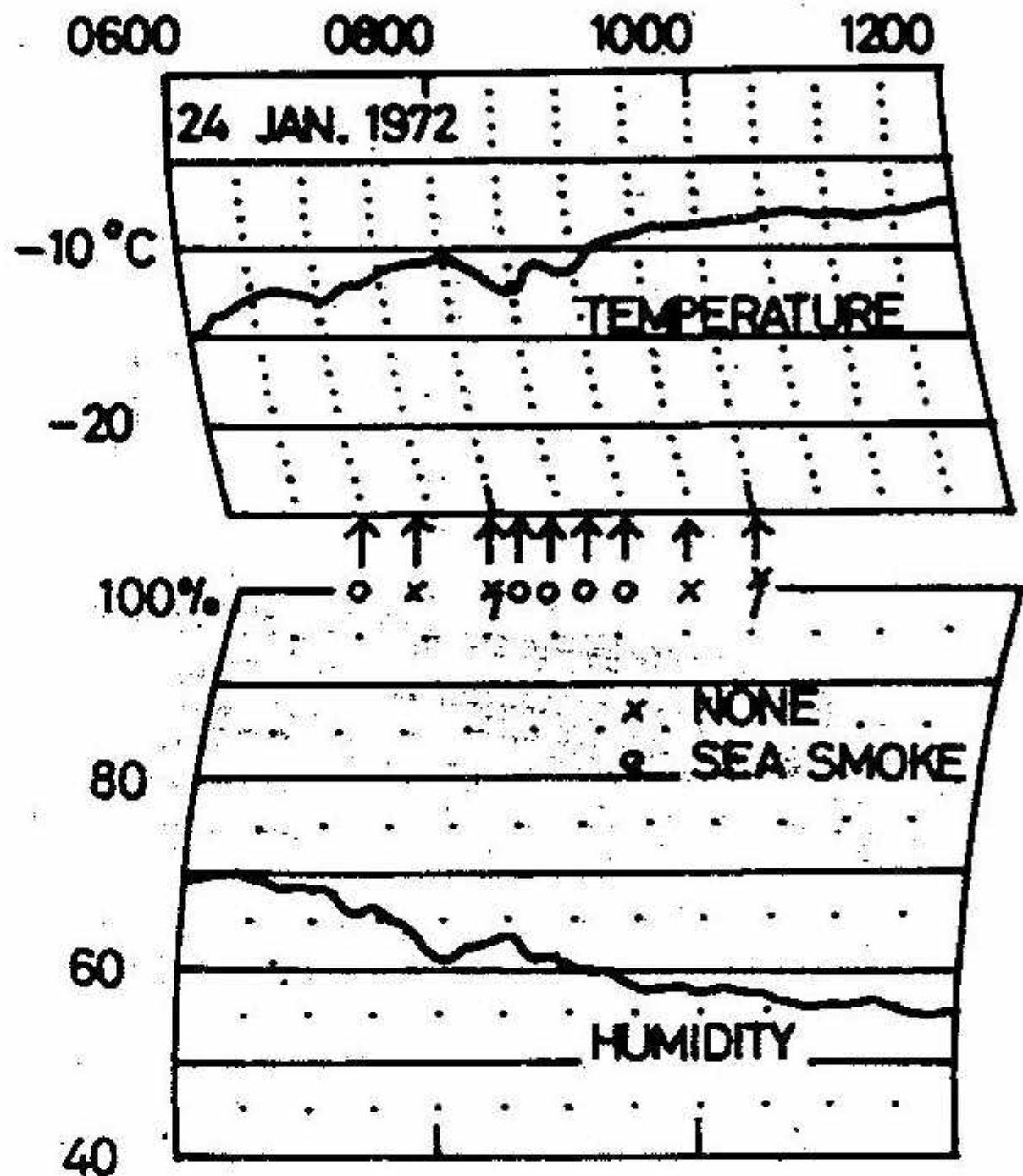
DATE	AIR TEMPERATURE	RELATIVE HUMIDITY	WIND DIRECTION	WIND SPEED	CHARACTER OF SEA SMOKE
24 JAN.	-12.9°C	69%	SE	3 M/S	DENSE
25	-2.1		ENE	3	NONE
26	-7.0	81	NNE	10	NONE
27	-11.6	79	SE	3	MODERATE
28	-5.2		WNW	14	NONE
29	-7.5		W	11	NONE
30	-5.1	94			NONE
31	-5.5	82			NONE
1 FEB.	-10.4	74	E	2	NONE
2	-9.1	98	ESE	7	NONE
3	-7.0	72	WNW	16	NONE
4	-6.1	87	NNE	2	NONE
5	-11.3	84	S	3	MODERATE
6	-10.6	83	SE	3	NONE
7			SE	3	DENSE

第 2 図

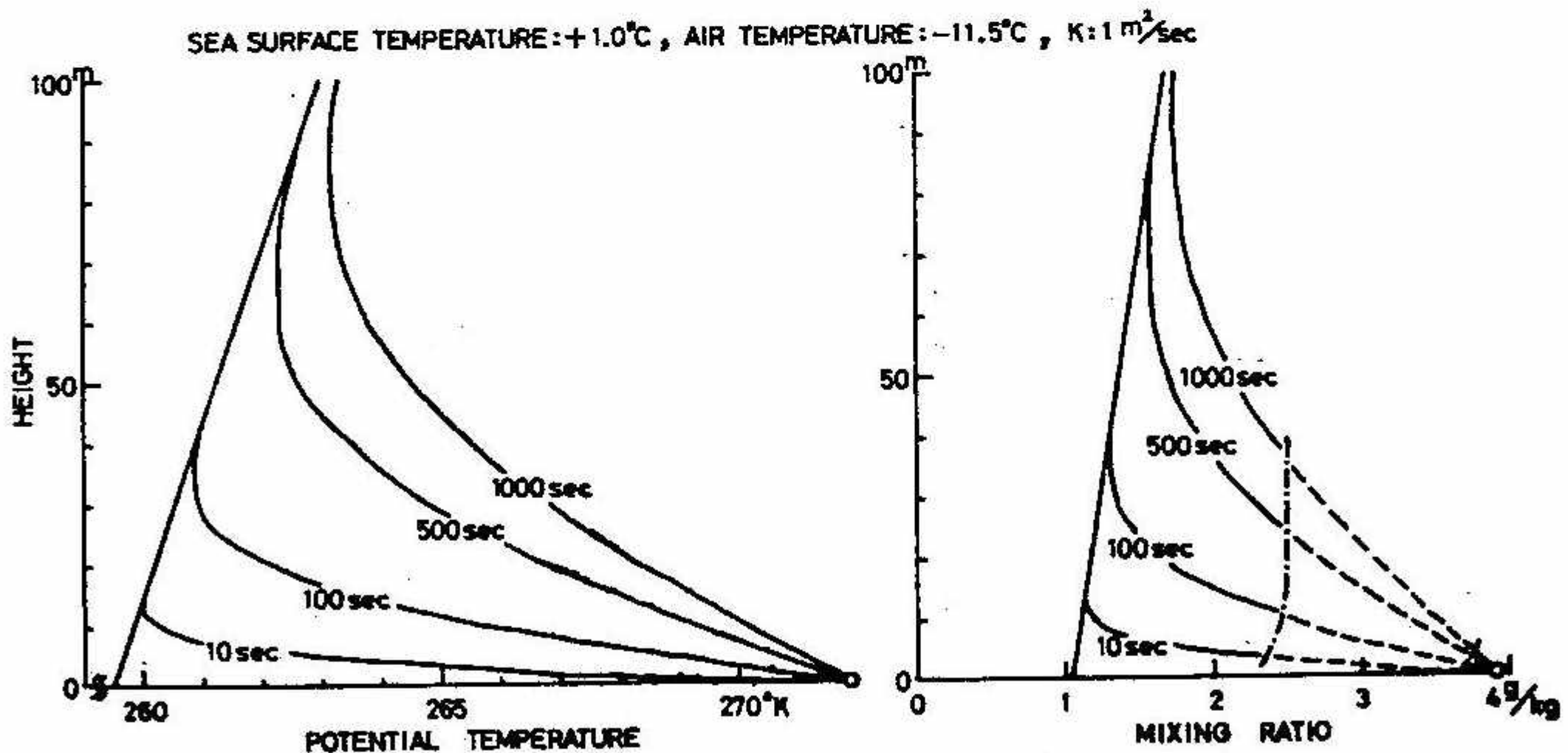
はじめに手に入る過去のデータで調べてみた。第1図は、1963年12月から1964年3月までの石狩における日最低気温と9時の風向を示す。最低気温に丸印のついている日は、菊地（1964）によると海上霧（雲）の発生した日である。これから日最低気温が約 -16°C 以下に下がると発生する事がわかる。その日は南よりの風、すなわち内陸からの吹き出しの日である。石狩でそのような状態になる頻度は、1月下旬から2月下旬にかけて多い。次に日最低気温という間接的な値でなく、発生したり消滅したりする時の気温で調べてみた。1972年の石狩における観測期間中の7時の気象要素と海上霧の有無を第2図に示す。発生するのは、気温が約 -11°C 以下で南よりの内陸からの吹き出しの日である。もう少しくわしくみるために、第3図に1月24日の気温、湿度の自記紙と海上霧の有無を示す。図からわかるように気温が約 -11°C を境にして発生したり、消滅したりする。1964年と1972年の発生条件の差は、一方は間接的な値である日最低気温であり、他方は

発生時の気温であるからで、日最低気温が -16°C 以下に下がった日でも、海上霧が目視観測できる明るさになった時刻には気温がだいぶ上がるので発生条件は気温約 -11°C と考えた方がよい。

発生条件は、海水面温度、小寒冷気塊の気温と湿度で決まるが、上記の観測例は他はほとんど一樣なので気温のみで決まった。他の因子の影響もみるために以下のような数値計算を行った。暖い海面上に流れ出した小寒冷気塊が、下面から熱と水蒸気を受けて変質する度合を、 $\partial\theta/\partial t = K \partial^2\theta/\partial z^2$ の式を観測された気温、湿度の垂直分布と海水面温度のもとで、熱と水蒸気の輸送係数は等しいと仮定し数値計算を行った。第4図の左側の図は、温位の垂直分布の時間変化を示す。左側の直線が初期値で10秒後100秒後には経過時間が表示されているような曲線の垂



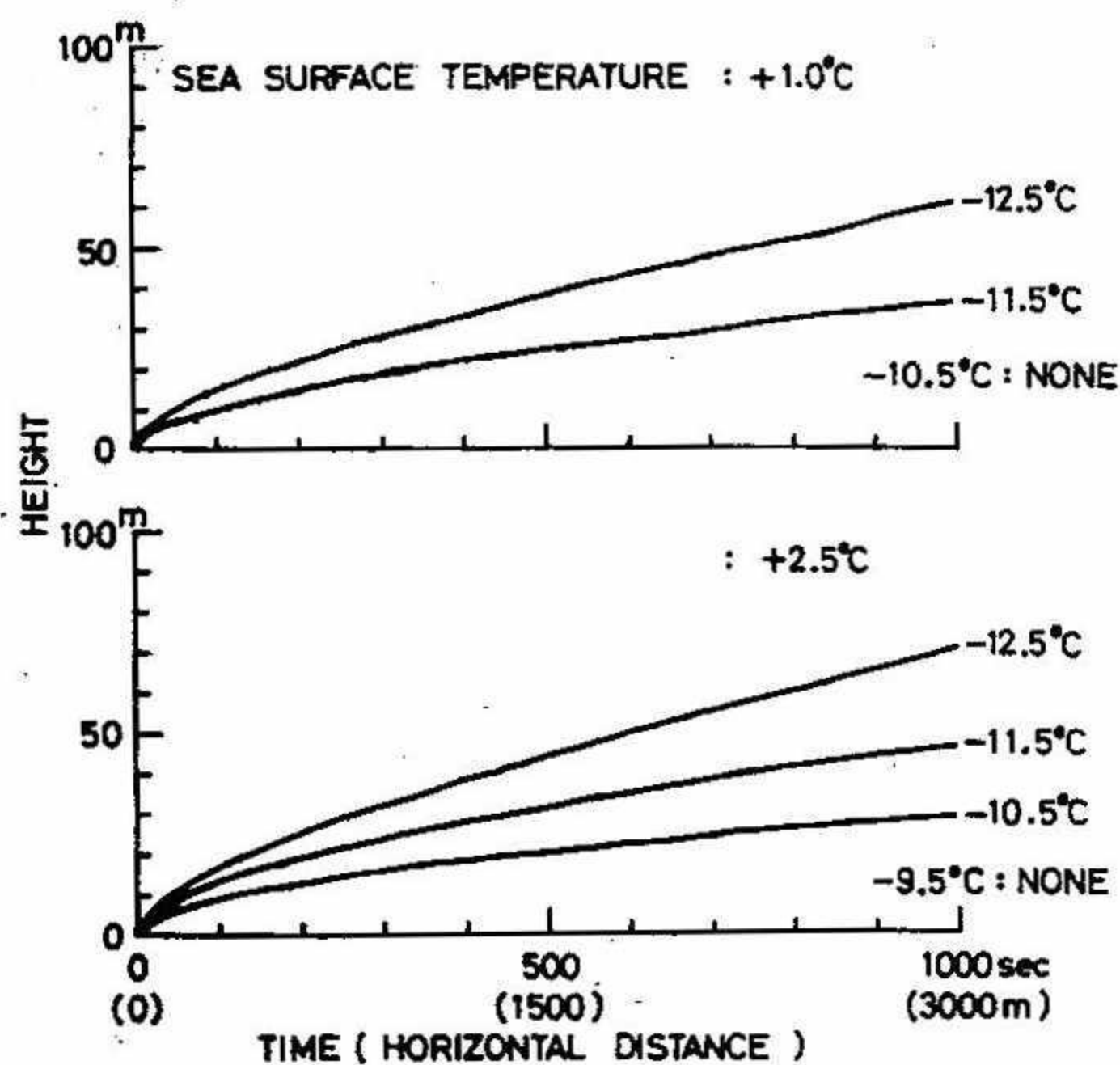
第 3 図



第 4 図

直分布になる。右側の図は、混合比の垂直分布の時間変化を示す。表示は温位と同じである。曲線の破線の部分は左図の温位に対して過飽和になっていることを示している、すなわち霧層と考えてよい。その頂きの高さは時間とともに高くなる（定常状態の場合は吹送距離とともに高くなる）。霧層の頂きの高さを条件をいろいろ変えて数値計算した結果を第5図に示す。

横軸は風速 3 m/sec を用いて水平距離に直してある。上の図は、海水温が $+1.0^\circ\text{C}$ の場合で、小寒冷気塊の気温を変えた時の霧層の頂きの高さを示し、 -11.5°C では水平距離 3 Km の地点で約 35 m であるが、 -10.5°C の時には霧が発生しないので、発生する限度は -11°C と考えてよい。同じように海水温が $+2.5^\circ\text{C}$ の時は -10°C となる。これらの値は観測値と良い一致を示す。海水温、小寒冷気塊の気温、湿度を広い範囲に変えて数値計算した結果はスライドで示します。



第 5 図

※ Kikuchi, K., 1964: On Some Coastal Clouds over Ishikari Bay, Hokkaido. Jour. Meteor. Soc. Japan, 42, 341-353.

12. 札幌における降雪と視程との関係について

毛 利 圭太郎（札幌気）

大気中のエアロゾルに対する降雪の洗浄作用を調べるため、札幌における降雪と視程との関係を調べた。方法としては非降雪時と弱降雪時の視程を統計的に比較した。例えば札幌において冬期の9時は一般に視程が悪いが、このときの弱降雪時（降水量0.5mm未満）の視程の平均値が、非降雪時の視程の平均よりも良くなる傾向がある。そのたの時刻についても統計を行ない、定性的に降雪の洗浄効果のあることが、ある程度認められた。

13. 札幌市の大気汚染の気候的解析 (第2報)

その1 札幌市の風の解析

成田脩・中村晃・阿部邦美・荒川有二・飯田精一 (北大工)

大気汚染現象の解析にあたって、地域の一般的な気象状態に加え、高濃度を生じさせる危険のある、地域に特有の気象条件の把握並びに、大気拡散設計条件の地域気象特性中の位置の把握が必要である。

今回は、地域特性を調べるため、風の空間相関、頻度分布等による解析を行った。

札幌市街域内及び周辺地点12ヶ所の風向、風速の連続データ、市大気監視ネットワークの5ヶ所のSO₂濃度の空間相関を

: X地点・Y地点の相関係数 $\rho_S(X, Y)$

$$\rho_S(X, Y) = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\left\{ \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right\} \left\{ \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \right\}}}$$

: X地点のベクトル $X_i = \|x_{ij}, x_{ik}\|$ 、Y地点のベクトル $Y_i = \|y_{ij}, y_{ik}\|$

$$\rho_V(X, Y) = \frac{\sum_{i=1}^N (x_{ij} \cdot y_{ij} + x_{ik} \cdot y_{ik})}{\sum_{i=1}^N \sqrt{(x_{ij}^2 + x_{ik}^2)} \cdot \sqrt{(y_{ij}^2 + y_{ik}^2)}}$$

札幌の大気汚染では、低風速時が特に問題であるが、その時は、風速風向の変化が激しく、移流現象の観点から、汚染源の位置関係(風向)が、風速ともども問題になる。この点を考えて、風速相関だけでなく、風ベクトル相関を取つてみた。平均風速以上においては風速とベクトル風速との差は大きくないが、汚染の問題となる低風速時には、それらの差が大きくなっている。(表3)(図1)

1日ベクトル風速和(24×3.6で割れば一日平均ベクトル風速)、一日平均風速の各累積度数分布(図2)から見ても、移流を考えると、ベクトル風速を考える必要があるように思える。

地域特性を見るための、風速の累積度数分布、空間相関係数(表1-1~1-4)、(図1)は、夏期は、特に海陸風の生じた日を選んでいる関係も加えて、冬に比して相関は低くなっている。又、気節の違いにより、地域間の変化もあるが、ある傾向を持ったグループに分けられるように思う。札幌市街地と周辺の関係だけでなく、市街地内の地域特性(表2)から、市街地内でも、地域要素の影響が見られる。(図3)では、平均風速の高いテレビ塔でのSO₂濃度が、平均風速の低い中央保健所より高い。(汚染物質の発生量を考えれば当然の結果であるが)

これらの結果から、札幌の風に関しては、地形、市街化等の地域特性が可成り有るようであり、平均風速の違いもあり、大気拡散設計条件に、地域代表性を考え、どこかの地点のどの風速を取るかという問題も生じてくると思う。又、特異現象を起こす、低風速時の問題等、特異現象の状態、地域特性、一般的気象状態、地域代表性の、更に十分な調査が必要と思われる。

表1-1

	EVE	HAN	OTN	NOS	KSH	OKA	KOK
1 EVE	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2 HAN	0.96	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3 OTN	0.94	0.97	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0
4 NOS	-0.67	-0.72	-0.73	1.00	0.0	0.0	0.0
5 KSH	0.19	0.11	0.08	0.39	1.00	0.0	0.0
6 OKA	-0.28	-0.36	-0.39	0.73	0.56	1.00	0.0
7 KOK	0.36	0.26	0.23	0.30	0.75	0.51	1.00

夏期海陸風時風速空間相関

表1-2

	EVE	HAN	OTN	NOS	KSH	OKA	KOK
1 EVE	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2 HAN	0.56	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3 OTN	0.25	0.82	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0
4 NOS	0.73	0.69	0.51	1.00	0.0	0.0	0.0
5 KSH	0.48	0.79	0.64	0.68	1.00	0.0	0.0
6 OKA	0.64	0.79	0.63	0.72	0.74	1.00	0.0
7 KOK	0.48	0.75	0.60	0.56	0.80	0.69	1.00

夏期海陸風時風ベクトル空間相関

表1-3

	EVE	HAN	OTN	NOS	KSH	OKA	KOK
1 EVE	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2 HAN	0.71	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3 OTN	0.67	0.89	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0
4 NOS	0.70	0.50	0.43	1.00	0.0	0.0	0.0
5 KSH	0.54	0.50	0.39	0.62	1.00	0.0	0.0
6 OKA	0.79	0.72	0.64	0.61	0.62	1.00	0.0
7 KOK	0.75	0.66	0.55	0.70	0.71	0.79	1.00

冬期風速空間相関

表1-4

	EVE	HAN	OTN	NOS	KSH	OKA	KOK
1 EVE	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2 HAN	0.82	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
3 OTN	0.74	0.93	1.00	0.0	0.0	0.0	0.0
4 NOS	0.77	0.62	0.56	1.00	0.0	0.0	0.0
5 KSH	0.82	0.76	0.71	0.79	1.00	0.0	0.0
6 OKA	0.88	0.85	0.76	0.68	0.81	1.00	0.0
7 KOK	0.88	0.83	0.77	0.75	0.90	0.88	1.00

冬期風ベクトル空間相関

表 2

	TVS	CHS	NIS	HGS	SRS	KOS	KSS	TVC	CHC	NIC	HGC	SRC
1 TVS	1.00	0.92	0.91	0.93	0.79	0.77	0.69	0.32	0.26	-0.00	-0.01	0.07
2 CHS	0.92	1.00	0.91	0.90	0.82	0.80	0.71	0.35	0.26	0.00	0.01	0.07
3 NIS	0.91	0.91	1.00	0.92	0.80	0.78	0.69	0.30	0.26	0.00	0.01	0.06
4 HGS	0.93	0.90	0.92	1.00	0.80	0.78	0.68	0.32	0.26	-0.01	0.01	-0.06
5 SRS	0.79	0.82	0.80	0.80	1.00	0.90	0.82	0.33	0.23	0.10	-0.08	0.03
6 KOS	0.77	0.80	0.78	0.78	0.90	1.00	0.88	0.30	0.27	0.11	-0.06	-0.03
7 KSS	0.69	0.71	0.69	0.68	0.82	0.88	1.00	0.18	0.23	0.13	-0.13	0.01
8 TVC	0.32	0.35	0.30	0.32	0.33	0.30	0.18	1.00	0.71	-0.03	0.65	0.71
9 CHC	0.26	0.26	0.26	0.26	0.23	0.27	0.23	0.71	1.00	-0.03	0.51	-0.77
10 NIC	-0.00	0.00	0.00	-0.01	0.10	0.11	0.13	-0.03	-0.03	1.00	-0.08	0.05
11 HGC	-0.01	0.01	0.01	0.01	-0.08	-0.06	-0.13	0.65	0.51	-0.08	1.00	0.67
12 SRC	0.07	0.07	0.06	0.06	-0.03	0.03	-0.01	0.71	0.77	-0.05	0.67	1.00

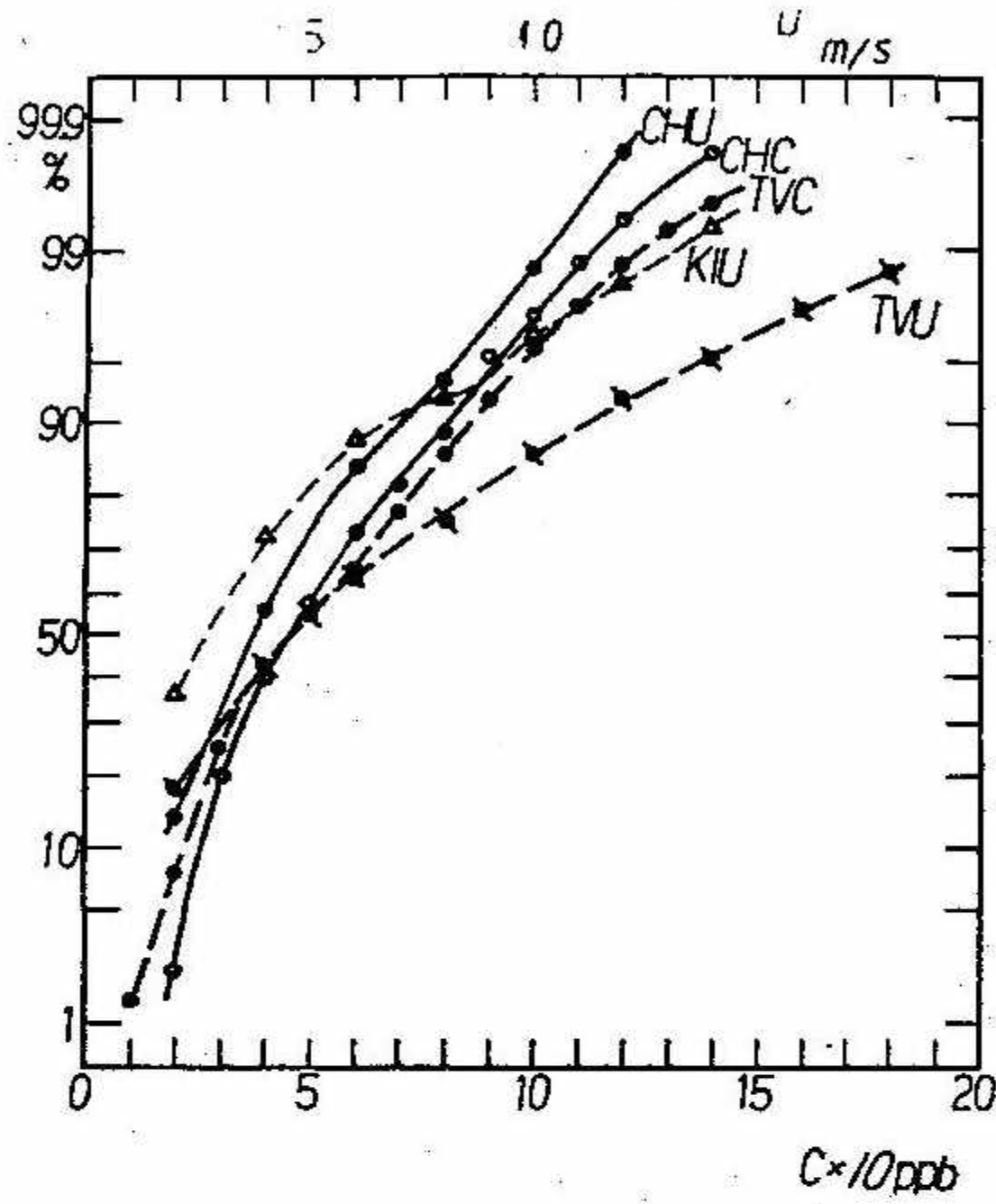
札幌市街地風速・SO₂濃度空間相関

表 3

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	MEAN
EVE	.66	.69	1.00	.55	.95	.44	.11	.96	.46	.48	.69	.72	.67	.45	.71	.62
HAN	.85	.78	.97	.69	.93	.50	.38	.92	.76	.57	.92	.84	.63	.46	.81	.73
OTA	.97	.58	.97	.30	.93	.67	.32	.88	.98						.93	.73
NOS	.83	.71	.84	.21	.93	.99	.67	.92	.67	.68	.83	.36	.71	.93	.35	.70
KSH	.88	.75	.71	.29	.98	.21	.30	.95	.81	.45	.86	.31	.75	.35	.79	.63
OKA	.89	.76	.73	.12	.97	.30	.41	.92	.78	.21	.83	.65	.71	.90	.81	.66
TVT	.88	.74	.83	.56	.94	.68	.32	.97	.93	.67	.94		.74	.30	.74	.73

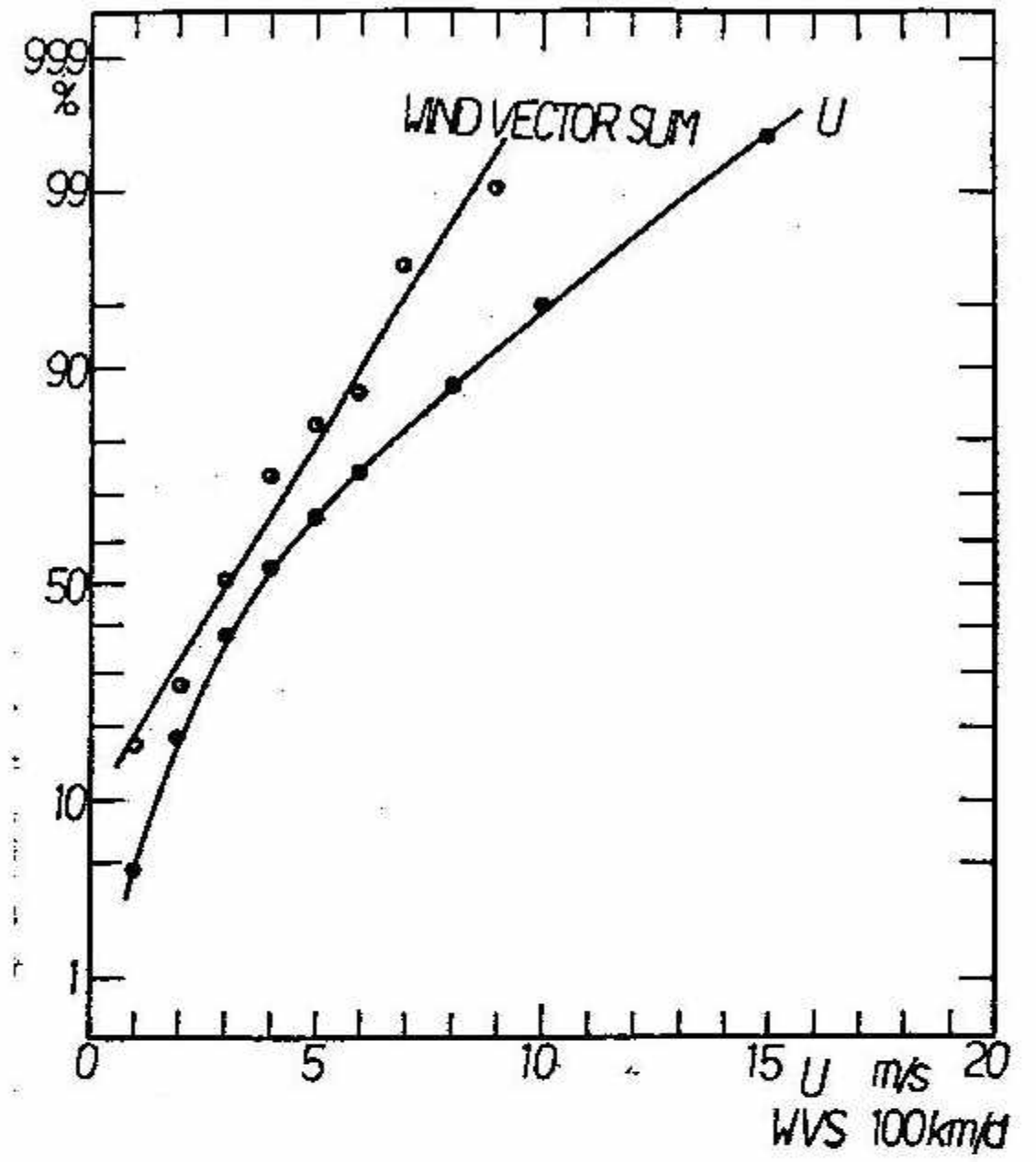
各地点のSTEADINESS

図 1



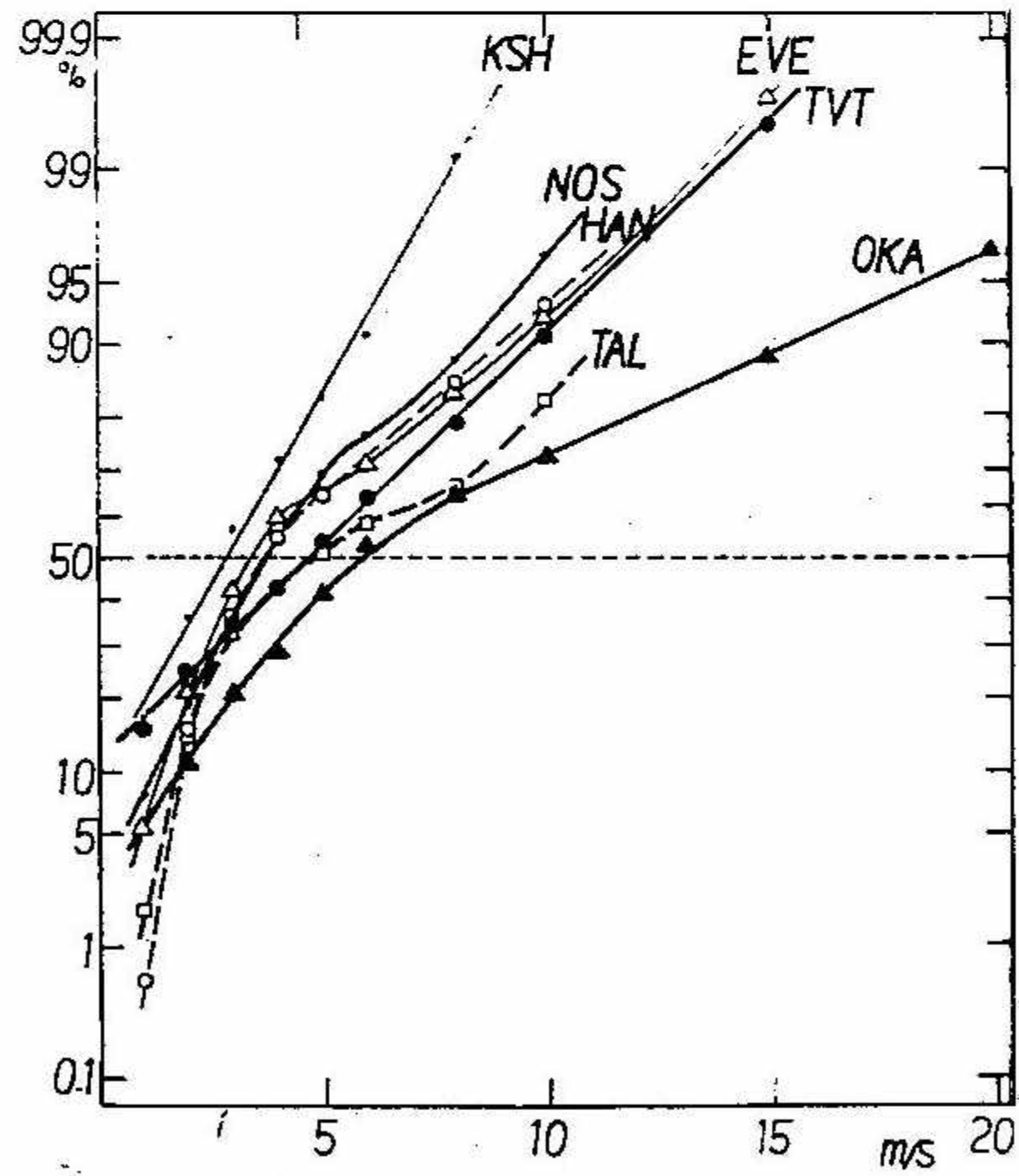
札幌市内・周辺地点の1時間平均
風速累積度数分布

図 2



1日風ベクトル和の累積度数分布と1日平均
風速累積度数分布

図 3



風速累積度数分布と SO_2 濃度累積度数分布

14. 札幌市の大気汚染の気候学的解析（第2報）

— その2 札幌市の夏の汚染 —

中村 晃・成田 脩・阿部邦美

荒川有二・飯田精一（北大工）

札幌の夏の大气汚染に影響を与える気象現象としては海陸風の問題がある。石狩平野西北部の海陸風を調査した結果を報告する。

1) 方 法

利用した資料は昨年の報告で解析した地点のうち、北大を除き道立公害研の資料を加えた外は昨年と同様である。期間は昭和48年6月～12月の7ヶ月間で、顕著な海陸風の発生は19日であった。但しここでは、1日に陸風→海風の交替を有する場合を海陸風発生の日としてある。

2) 気圧配置型による発生の分類

海陸風の発生した日を9時の地上天気図によつて分類すると表-1のようになる。

表-1

気圧配置型 \ 月	6	7	8	9	計
大陸から高気圧が張り出して北海道をおおう	1		4	1	6
小笠原高気圧の張り出し		2	2		4
オホーツク高気圧におおわれる	1	2	2		5
移動性高気圧が北海道付近に達する	1		3		4

3) 典型的な海陸風の流線パターン

第1図は8月23日の例であるが、北海道は移動性高気圧の勢力圏にあり、一般風としては東よりであった。海風は樽川付近から侵入を始め、石狩平野西部に食い込む形で内陸に侵入する。島松では終日南よりの風であり海風前線の侵入距離は約30kmであった。

4) 海陸風の日変化

一般風の影響を除き海陸風のモデルパターンを見る目的で、海陸風の発生した17日間の時別平均風ベクトルを求め調和解析を行つた。風ベクトルの東西成分を U 、南北成分を V （それぞれ東、北を正）とするとき、各時刻の海陸風ベクトルの成分 U_x 、 V_y は、

$$\left. \begin{aligned} U_x(t) &= U_1 \cos\left(\frac{\pi}{12}t - \theta_{U_1}\right) \\ V_y &= V_1 \cos\left(\frac{\pi}{12}t - \theta_{V_1}\right) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

但し、 $\theta = \tan^{-1} b_1/a_1$ はフーリエ級数の第1係数、

$$U_1 = \sqrt{a_{U_1}^2 + b_{U_1}^2}, \quad V_1 = \sqrt{a_{V_1}^2 + b_{V_1}^2},$$

で与えられる。 (U_x, V_y) を $U-V$ 座標に海陸風楕円として描いたのが第2図であり、同時ホ

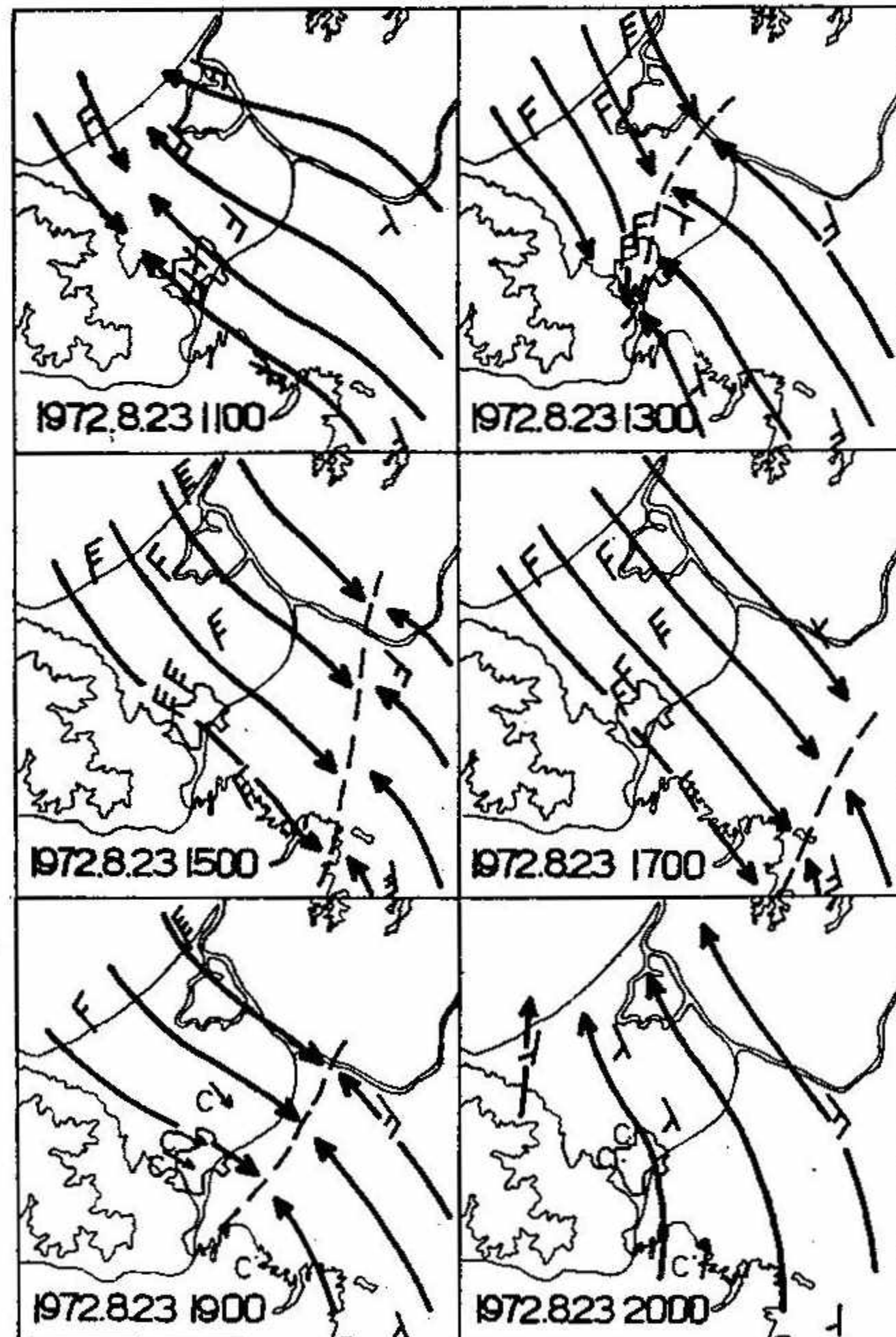
ドグラフも示した。

ホドグラフと楕円長軸の傾きから、それぞれ地形の影響を見せているが、花川・丘珠が同グループ、公研は丘珠と気象台の中間の特徴を示している。

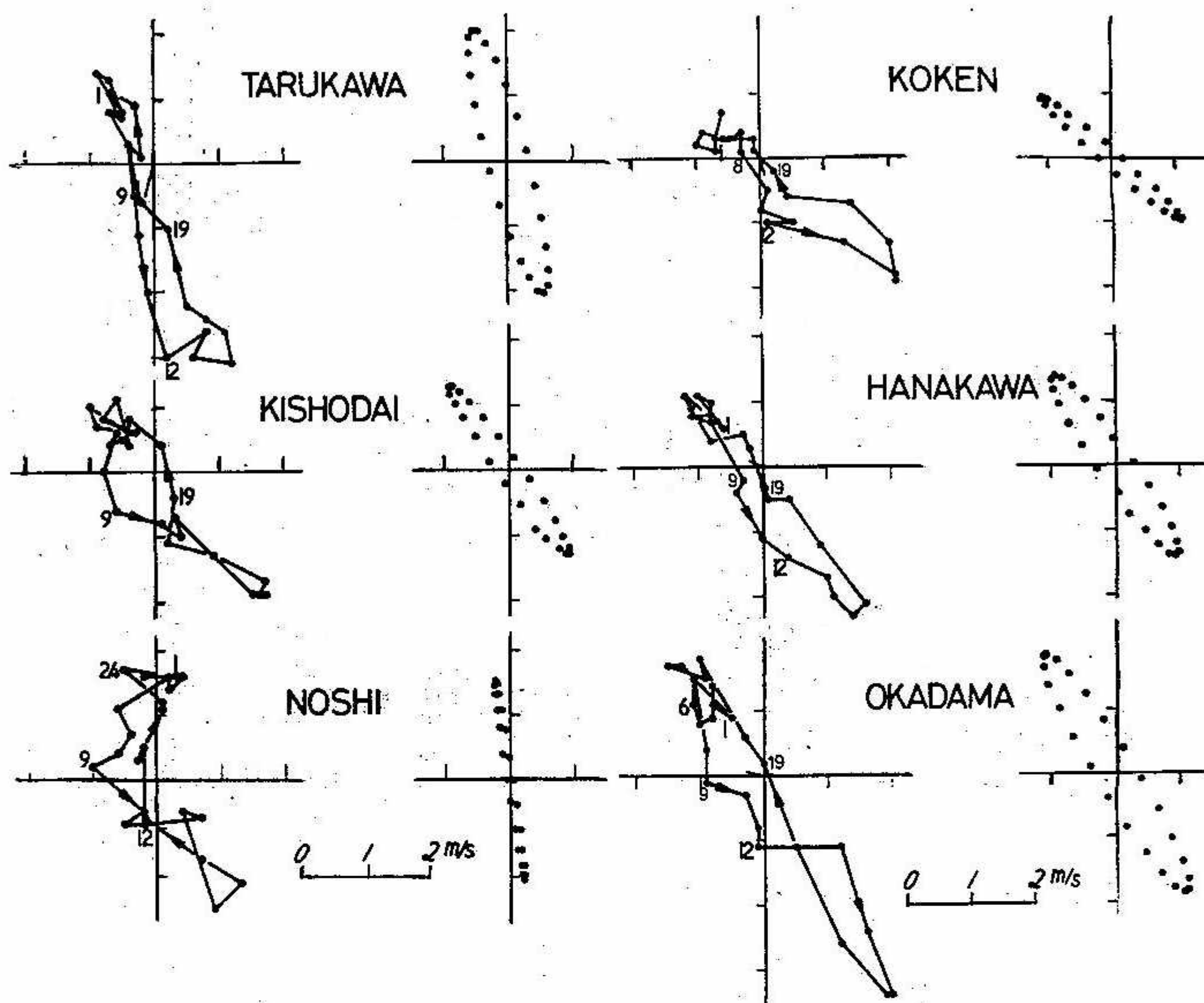
花川・丘珠は平野の走向のほぼ中心線上にあって典型的な海陸風パターン、樽川・農試は後背の山地の影響によつて南北方向が卓越し、公研・気象台は陸風が札幌市中心部で西偏することから軸の傾きが緩らくなっている。さらに江別のホドグラフは第3象現を通らず、風の交替は共にNW系 $\longleftrightarrow$ SW $\longleftrightarrow$ SE系の変化を示す。気象台を除く他の地点ではNW系 $\longleftrightarrow$ SW $\longleftrightarrow$ SE系の変化を示している。

4) 結 語

石狩平野西北部の海陸風についてある程度平面的な特徴を明らかにすることができた。解析の例数を増し、海陸風の発生、侵入距離、交替時間等の条件を明らかにしていく必要がある。貴重な資料を利用させて頂いた気象台始め各機関にお礼申上げる。

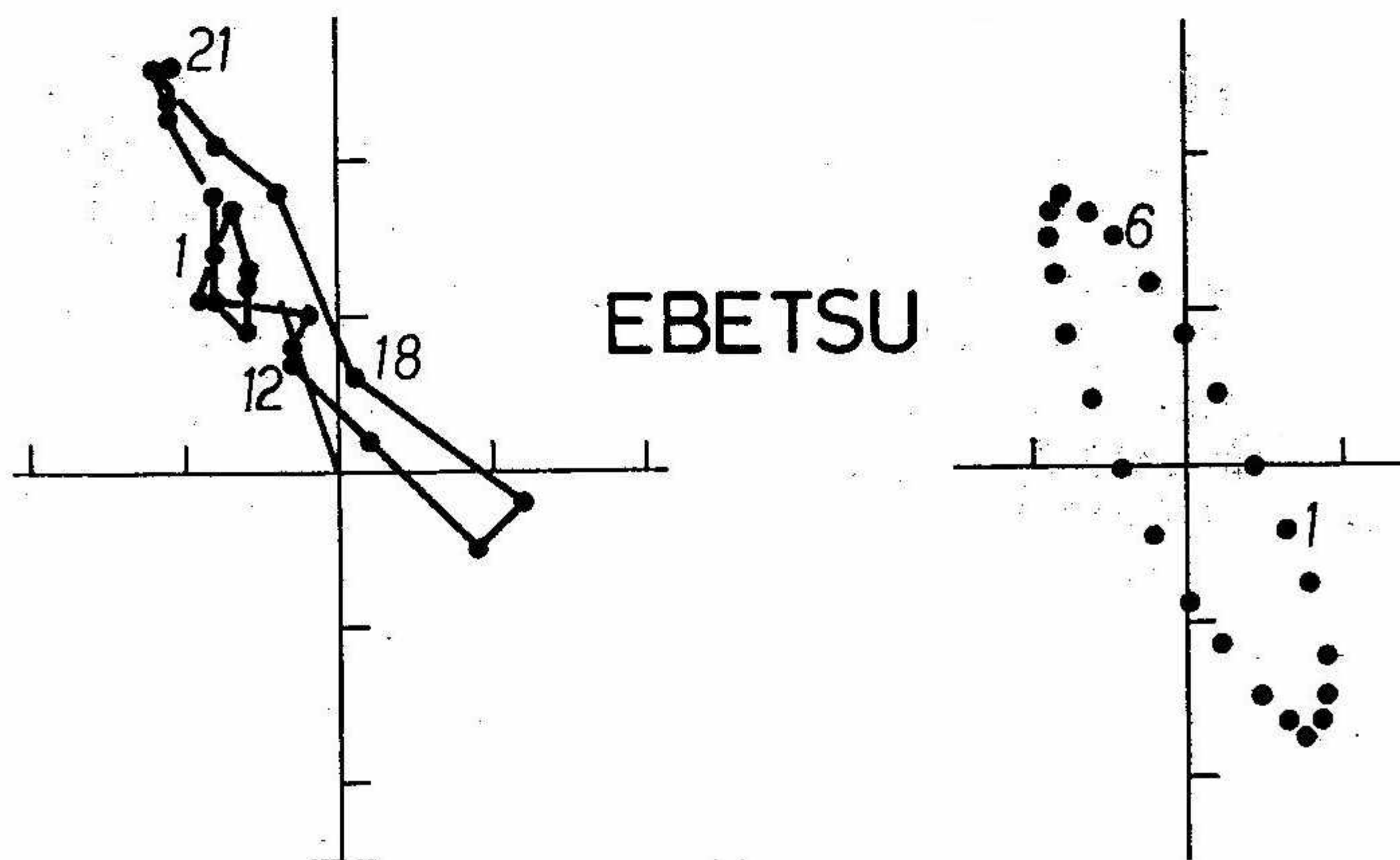


第1図 1972年8月23日の石狩湾西北部の地上流線図



第2図 海陸風成分の日変化 (1)

第2図 海陸風成分の日変化 (2)

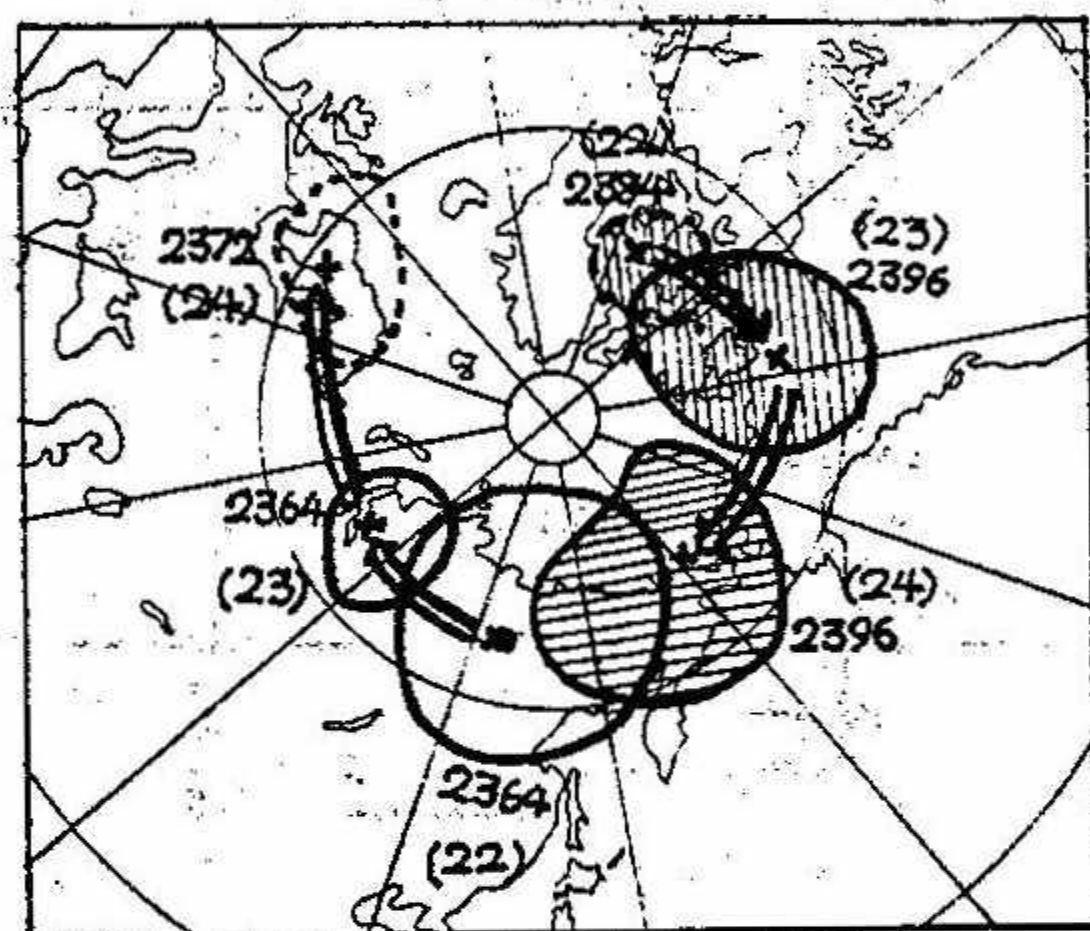


第2図 海陸風成分の日変化 (3)

15. 1971年春のプロツキングと成層圏循環

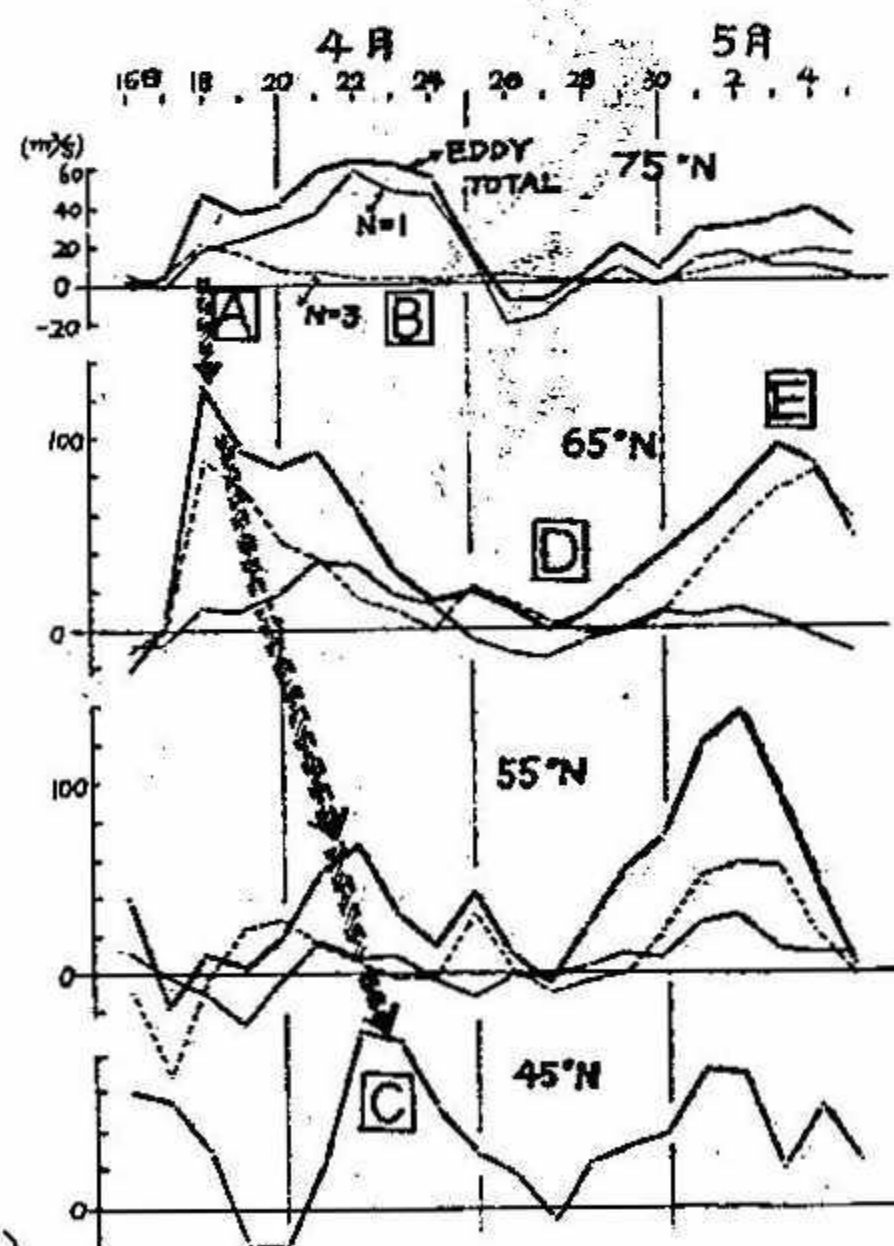
田 中 康 夫 (札幌気)

この年の4月末から5月初めにかけて、シベリア東部にプロツキング高気圧が現れ、この前後に北海道は低温に見舞れた。成層圏(30mb)では4月18日の半旬には、極夜うずはシベリア上空にあり強大で、一方、高気圧がカナダ東部に現れはじめている。これら極夜うず、および高気圧は共に西進をはじめ、極夜うずはその規模を弱め又、高気圧は勢力を増している(第1図)成層圏の極夜うずの動きに対応して500mbでもメインの極うずの西進が見られる。一方、プロツキング高気圧が4月23日の半旬にはカナダ、4月28日の半旬にはシベリア東部で各々発達しているが、この時点での30mbと500mbの対応は良く対流圏から成層圏までの垂直構造を持つ高気圧となっている。成層圏では高気圧の西進は連続的だが、500mbではプロツキング高気圧の出現は不連続であり、成層圏循環は対流圏の現象の反映と考えられる。



第1図 30mbでの極夜うず、高気圧の移動
(斜線部は高気圧)
高度単位 d. m ()内は半旬番号

この一連の現象を熱輸送の立場から見たのが第2図である。下層の熱南北輸送は、先ず65°N付近で寒気が南下を始め次いで75°Nでの極うずの崩壊(波数1による効果が大)、更に4月27日頃のシベリアのプロツキング時の熱交換の減少、その後の新たな寒気の南下を示している。この一連のステージでの特徴は、プロツキングが発達している4月26、27日頃に、高緯度では寒気を北に(暖気を南に)輸送する効果が現われていることである。プロツキング現象を大気の一種のフィードバック作用と考えられないであろうか。



第2図 熱の南北輸送(500mb・日・緯度平均)

16. 春の500mb循環と北海道の冷暑夏について

久保木 光 熙(札幌気)

§1 ま え が き

筆者はさきに(天気、第18巻3号)春の梅雨に入る前の500mb循環と梅雨の性格、降水分布の特徴についてのべたが、前線を強化する温度分布について考えるならば当然、北日本の冷暑夏に関係することは明白である。また、北日本の夏の予報は冷暑夏についての調査・研究は数多く行なわれているが、予報精度を向上させるためには暑夏をもたらす循環の過程も重要に思われる。ここでは、1971年の夏(北冷西暑型)、1972年(北暖西冷型)の例を上げて、北日本の暑夏に二つのタイプがあることを提唱する。

§2 日本の夏の天候分布型の四つの型と循環の特徴広域の循環と日本の天候分布型を対応させるため、

- (a) 全国低温型…… 1951、53、54、57年
- (b) 北冷西暑型…… 1956、64、65、66年
- (c) 全国高温型…… 1946、55、61、67、70年
- (d) 北暖西冷型…… 1969、68、62、52、50年

のそれぞれ、5月～8月の500mb循環の合成図を作つてその経過の特徴を調べた。極低圧(図)と関連してのべると、

(a) 全国低温型では5月にすでに北半球的に南北交換が始まり、極低気圧は極東側に南下するか、あるいは弱い。そして亜熱帯高気圧は著しく弱い。

(b) 北冷西暑型では極低気圧は著しく発達して夏にその領域が拡大する。帯状流が卓越し、亜熱帯高気圧が強い。

(c) 全国高温型では極低気圧は余り発達していない。

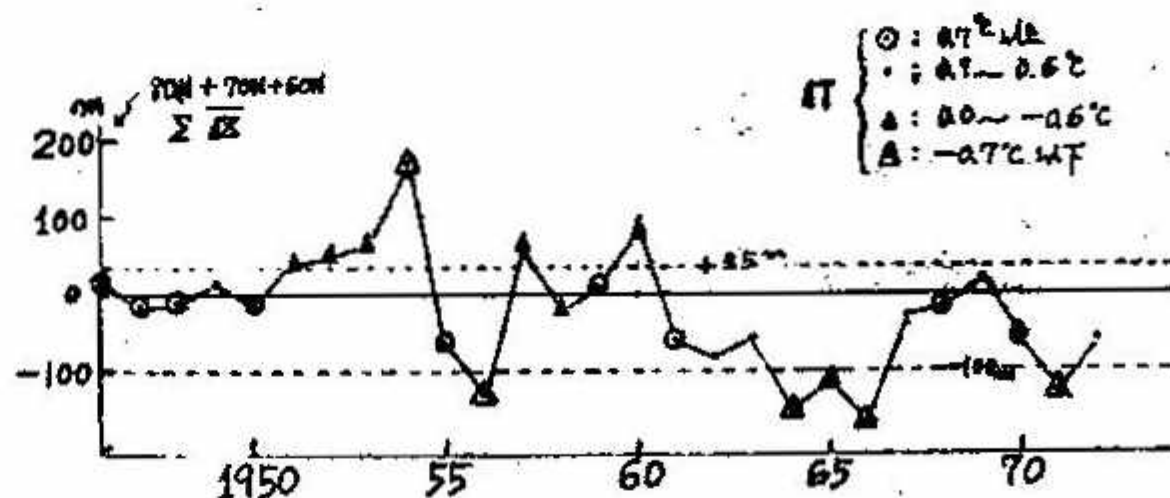
(d) 北暖西冷型は極低気圧は(c)型と大差ないが、亜熱帯高気圧が日本の東方で発達し、いわゆる“西谷型”の循環が持続する。

§3 夏の天候と亜熱帯高気圧の動向

亜熱帯高気圧が日本の東方で発達(北暖西冷)するか日本の南で発達(全国高温)か、大陸で発達(北冷西暑)するかで夏の天候が異なってくるが、1972年の5月の例では熱帯地方(南洋諸島)で著しい多雨帯が観測されている。この方面のハドレー循環が関係していると思われる。

北海道の暑夏についてみるならば、

全国高温型の暑夏と、北暖西冷型の暑夏が、全く異なつた循環によつてもたらされていると思われる。



第1図 500mb 極低気圧の消長(5月)と
北海道の気温(札幌・根室)(7月)との関係

Ⅳ 通 信 欄

天気「解説」に掲載を予定されている題名

丸 山 栄 三^{*}

第2回天気編集委員会（昭48年2月20日）において報告された、天気に掲載を予定されている解説の題名をお知らせします。若干の変更はあるようです。

掲載予定

著者 内 容

樋口敬二 人間生存シンポジウム（五月号）

原稿入手予定

予定日 著者 内 容

3月15日 樋口敬二：氷河と気候

4月15日 木村耕三：気象観測網の近代化について

〃 瓜生道也：回転流体の実験

5月15日 矢花和一：梅雨期における亜熱帯気流と中緯度気流の相互作用

〃 安斎正直：地域観測網に使われる観測装置および伝送方法について

6月15日 近藤純正：水面付近の乱流輸送

〃 落合盛夫、小野俊行：

気象業務長期構想アンケートは語る。

7月15日 斎藤 実：最近のレーダー気象研究の動向

〃 荒川正一：大気の重力波

8月15日 木村竜治：回転流体の世界

9月15日 矢崎敬三：雨量計について

* 札幌管区气象台調査課
日本気象学会誌「天気」北海道地区編集委員

“天気”地区編集委員からのお願い

菊 地 勝 弘*

昭和48年5月23日日本気象学会春季大会の会期中に気象庁予報課会議室で学会誌“天気”の編集委員会が開かれた。これは編集会議ではないので学会に出席した地区編集委員に在京委員から今後の編集予定等について主に説明がなされた。その後地区編集委員が昨年度から2名に増員されたが実際問題として仲々具体的な活動ができないということが各地区編集委員からだされ、いかにして地区編集委員は地区会員に“天気”の上でサービスがつとめられるかの議論になった。勿論結論がでるという性質のものではないのだが次のような努力をしたらいいのではないかという点で出席者が同意した。

- 各地区の特徴をいかした解説(特に新しい用語に限らない)およびそれに適当な候補者を推薦する。
- 現在続けている質疑応答欄を更に活発にするために質問を引き出すように配慮する。
- これが1番の問題なのだが、“天気”投稿用原稿の斡旋を積極的に推し進める。例えば官署で既に公表されている技術資料、調査報告、研究会誌等の内、業績としては勿論認められているが、いわゆる論文になっていないものに関しては多少手を加えたり論文としての体裁を整えたり、投稿することに対してもし何らかのためらいがあるとしたらそれに対して積極的に力を貸し、学会誌の“天気”をもつばら読む方だけにまわるのではなく大いに利用し、学会員全員の機関紙となるよう地方からも盛り上げるよう何らかの努力をする……

といったことに落ち着いた。誠に結構なことなのだが右から左へとスムーズにことが運ぶかどうか心配はあり過ぎる程あるのだけれども、われわれ地区編集委員(札幌調査課丸山栄三会員と筆者)としてはその線に沿って努力するよう今日も話した次第なのです。とは言つても会員の皆様がその気になつて貰わねばどうにもならない訳で、何かの理由で未だ書き上げていないもの、あれは是非学会誌に載せるべきだと思うようなものがあつたらお知らせ下さい。われわれのできる範囲でお手伝いする積りでおります。“天気”は目下論文原稿に不足しておりますのでこの際どんどん“天気”を利用して下さるようお願い致します。

初めから大論文である必要はないのです。その地方なら地方にマッチした毎日の小さな研究の積み重ねが必要だと思うのです。それに区切りのついた時括めて書いてみて下さい。明日からの仕事にまた新しいものに感じられてフアイトが湧くと思います。

* 北海道大学理学部地球物理学教室
日本気象学会誌“天気”北海道地区編集委員

V 支部理事補充選挙結果と役員氏名のお知らせ

1 理事補充選挙開票結果

5月22日開票、投票者数127、有権者数174、投票率73%、立会人 丸山常任理事、開票者
中岡・中島

補充定員2名

当選 須田 建 (札幌管区気象台) 118票

当選 内田 英治 (札幌管区気象台) 117票

以上は候補者

小林禎作(2)、前野紀一(2)、杉中誠一、菊地勝弘、播磨屋敏生、遠藤辰雄、今野真悦、大川 隆、
石田恭市、(以上各1) 白票(5) 無効(3)

2 支部第8期(48年6月～49年5月)役員氏名

北海道	支部長	。須田 建 (札幌管区気象台)
"	支部常任理事	孫 野 長 治 (北大理学部)
"	支部常任理事	。内田 英 治 (札幌管区気象台)
"	支部常任理事	丸 山 栄 三 (札幌管区気象台)
"	支部理事	井 上 力 太 (北大工学部)
"	支部理事	大 野 義 輝 (函館海洋気象台)
"	支部理事	。石 田 完 (北大低温科学研究所)
"	支部幹事長	中 岡 裕 之 (札幌管区気象台)
"	支部幹事	播磨屋 敏 生 (北大理学部)
"	支部幹事	遠 藤 辰 雄 (北大理学部)
"	支部幹事	。村 松 照 男 (札幌管区気象台)

注) 。印新任者

Ⅵ 昭和47年度支部事業・会計報告

1 行 事

(1) 特別講演会

47年5月4日北大理学部において支部主催により実施。講師はオレゴン州立大学フレッド・W・デツカー氏で、『AIR POLLUTION』について講演された。

(2) 航空気象シンポジウム

47年10月6日(金)支部主催・千歳航空測候所のバックアップと千歳市および民間航空会社の援助により、千歳市民会館ホールにおいて実施。演題は6題で、講師は日航石井秀夫氏・井上赴夫氏、全日空石崎秀夫氏、気研相馬清二氏、千歳航測萩谷長男氏、北大理孫野長治氏。参加者約200名、懇親会約50名で盛大であつた。

(3) 第1回支部研究発表会

47年11月30日(木)気象台で管区と共催により実施。特別講演1題・気象庁根本順吉氏、論文15篇、懇親会出席者約100名。

(4) 第2回支部研究発表会

48年3月20日(火)北大理学部で実施、論文15篇、出席者約40名。

2 支部だより

47年4月・№16、47年12月・№17発行。

3 昭和47年度支部会計報告

○収入の部

前年度繰越金	52,724 円
支部交付金	127,100 円
入 会 金	1,200 円
図書販売金	7,800 円
計	188,824 円

○支出の部

支部だより印刷	42,000 円
講演会シンポジウム	40,000 円
研究発表会	21,500 円
役 員 会	10,083 円
郵 送 費	7,215 円
電 話 料	4,690 円
事 務 費	3,620 円
翌年度繰越金	59,716 円
計	188,824 円

昭和47年度役員会報告

(第17の続きのみ)

1. 昭和47年度第4回理事会 48. 1. 22 於北大理学部

(1) 出席者 毛利、孫野、藤範、杉本、丸山、中岡、遠藤、播磨屋、小島(井上・大野理事欠席)

(2) 議 事

ア 千歳の航空気象シンポジウムについて中岡幹事長より、出席者・懇親会・会計最終報告があつた。

イ 第2回支部研究発表会の開催実施要領案を説明し、案どおり決定した。

ウ 支部だより第18の編集について遠藤幹事が説明し、内容予定を取り決めた。

エ 天気の地区編集委員に北大の菊地勝弘氏が理事長より任命され、丸山理事とともに2名となつた。

オ 本部主催であつたシンポジウムの地方開催については、義務的なものではなく、申請によつて開催するものであることを確認した。

カ 来年度の支部主催地方講演会は、釧路に意向を打診してみることになつた。

キ 学会本部の財政赤字問題はもう少し様子を見ることになつた。

2. 昭和47年度第5回理事会 48. 3. 12 於気象台

(1) 出席者 毛利、孫野、藤範、杉本、丸山、中岡、遠藤、播磨屋、小島、(井上・大野理事欠席)

(2) 議 事

ア 人事移動に伴い理事の欠員3名が予想されるのでその対策について話合つた。その結果前回次点の石田氏が理事を受諾された場合は2名の補充選挙、受諾していただけない場合は3名の補充選挙を行う。また候補者も現理事の推薦とし個別に了解をうることとなつた。(その後石田氏には理事就任を受諾していただいた。)

イ 毛利支部長転出に伴う支部長代理には、補充選挙後新支部長選出までは孫野常任理事にお願いする。

ウ 補充選挙の告示・実施要領については中岡幹事長が原案を説明し、承認された。

エ 全国理事は孫野理事のみとなり、1名欠員となるが止むを得ない。ただし、本部で全国的に補充選挙をやるなら須田氏を推薦する。

オ 47年度会計中間報告を中岡幹事長が報告し承認された。

カ 48年度地方講演会は資金面から困難なので、現地からの申出がなければ1か年休止も止むを得ない。

キ 支部だより第18の解説文依頼について4編予定中2名決定した旨遠藤幹事から報告があつた。

なお、新理事の学会に対する抱負、転出される理事の感想ものせたい。

ク 小島幹事の転出に伴う補充については、杉本理事が気象台の村松氏に依頼し、本人が承諾すれば支部長が指名する。（その後承諾してもらった。）

Ⅶ 会 員 動 静

（ 47. 11. 26 ～ 48. 5. 31 ）

○ 新 入 会 員

個人情報保護のため公開しておりません

○ 転 入 会 員

個人情報保護のため公開しておりません

○ 北 海 道 支 部 内 の 移 動

理事補充選挙で4月1日現在の名簿配布しましたので省略します。なお4月1日以後の移動者は次のとおり。

個人情報保護のため公開しておりません

○ 北 海 道 支 部 か ら 他 支 部 へ 転 出

個人情報保護のため公開しておりません

個人情報保護のため公開しておりません

○ 退 会 者

個人情報保護のため公開しておりません

北海道支部だより No. 18

昭和 48 年 6 月 25 日 印刷

昭和 48 年 6 月 30 日 発行

編集兼
発行者 日本気象学会北海道支部
札幌市中央区北 2 条西 1 8 丁目
札幌管区气象台内

印刷所 東陽プリント株式会社
札幌市中央区大通西 1 5 丁目
