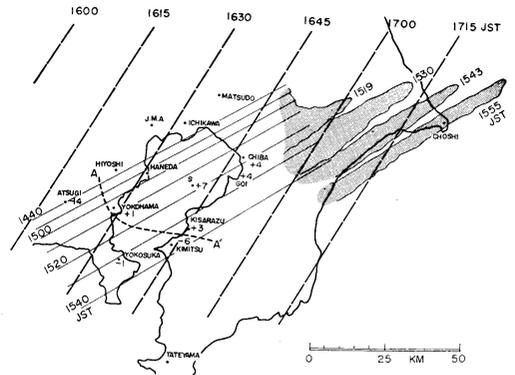


第2図 1969年2月14日09時の鉛直断面図

第1図でXYの方向の断面を示す。細い実線は等相当温位線、点線は等風速線、細い破線は等温線、二重の矢印は等温位面運動を仮定して求めた鉛直流 (cm/sec) を示す。
SS'は沈降面である。



第3図 1969年2月14日の地上の寒冷前線の移動点を施した部分は東京レーダーによるエコー、実線は前線通過の等時線、破線は上層の気圧の谷に対応した地上の気圧の谷。観測所の横の数字の単位は分。AA'は符号の変っている境界を示す。

3. 寒冷前線に伴う発散

3.1. 小さい規模からみた前線の移動

14日朝に関東地方から中部地方にかけて存在していた低層の寒気とその南側の暖気の境界は09時には第1図に停滞前線として示されている。この前線(収束線)は羽田を09時から10時の間に北上し、その後は新鮮な寒気が南下してくるまで羽田と気象庁(J.M.A)の間の僅か数km(前線に直角方向に)以内のところ約4時間停滞していた。この前線の後面(北側)の新鮮な寒気(二次的な寒冷前線)は、関東平野では、低層の寒気(第2図のFP')でしゃへいされて、地上の観測値には不明瞭である。しかし、東京湾付近まで南下した時から、地上の観測値に明瞭に現われているので、東京湾周辺の風向の記録から前線の通過時間(風向の急変時間)を求めた。一方東京レーダーによる3分ごとのエコーの写真によると、北東方向にのびているエコーの端は非常に明瞭で、ほぼ直線に近いので、次のようにして前線の通過時間の等時線(第3図)を求めた。

(1) エコーの南下が明瞭になった15時19分以後は、エコーの走向に平行な直線として、エコーの通過時間を内捜した。

(2) 15時19分以前は日吉、羽田の前線通過時間を内捜して(1)によって求めた等時線に平行な直線を描いた。

観測所の横に記した数字は等時線と各地の前線通過時間との差である。(+)の値は前線に伴う風の急変時間が等時線による時間よりも早いことを、(-)は遅いことを意味する。

これによるとAA'を境にして南西側でこの差がマイナスになっているが、これは後述する線状エコーの特徴的な形とも関連して重要なことである。

3.2. 寒冷前線面の傾斜

この寒冷前線(PQ)の通過は羽田の地上風、気温の変化には明らかに認められるので、第3図の前線の移動を用いて、羽田のシーロメーターによる雲底高度の時間変化を空間分布に置きかえて、前線の平均傾斜を求めた

第1表 羽田のシーロメーターによる雲底高度の時間変化から求めた前線の平均傾斜 (1969年2月14日)

時間 (JST)	雲底高度 (ft)	前線からの距離 (km)	平均傾斜
1452	降雨のため不定	0	1/15
1505	"	5	
1514	2,150	10	
1522	2,350	15	1/83
1529	2,836	20	1/43
1536	3,160	25	1/51
1543	3,200	30	1/47

(第1表). それによると前線から北側 10 km までの平均傾斜は 1/15 で極めて大きい.

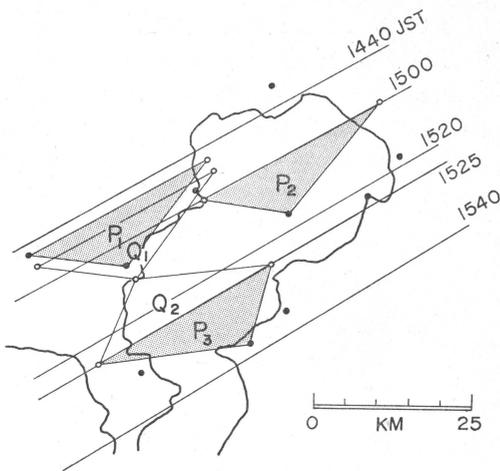
10 km の地点における高度は 650m であるので, かりに 650m まで $1.7 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ の収束 (第 3.3 項参照) があつたとすれば, その高度における上昇速度は 1.1 m/sec となる. 前線傾斜が南下とともにどのように変化したかは重要なことであるが資料がないので分からない.

3.3. 寒冷前線に伴う発散の変化

地上で前線が明瞭になった14時45分から15時25分までの発散* の変化を第4図に示す.

これによると,

1. 前線の前面の収束は前線が羽田の北側 (P_1) にあつた時 (14時45分) には $1.15 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$, 東京湾中部 (P_2) まで南下した時 (15時00分) には $2.18 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$, さらに南下した15時25分 (P_3) には $1.76 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ である.

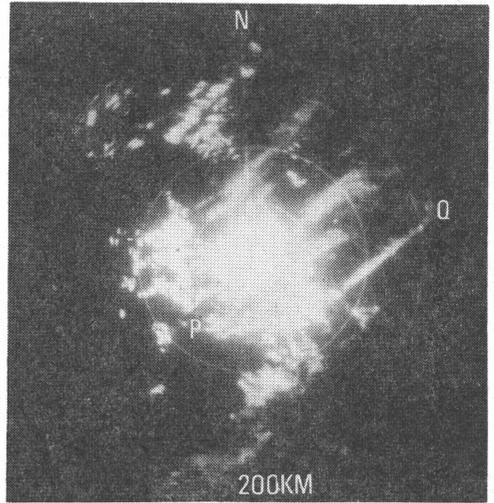


第4図 1969年2月14日14時45分から15時25分にかけての発散量の計算

斜めの線は前線の位置を示し, 数字は時間である. 黒丸は観測地点, 白丸は風の局所変化を空間変化に置き換えることにより補われた地点.

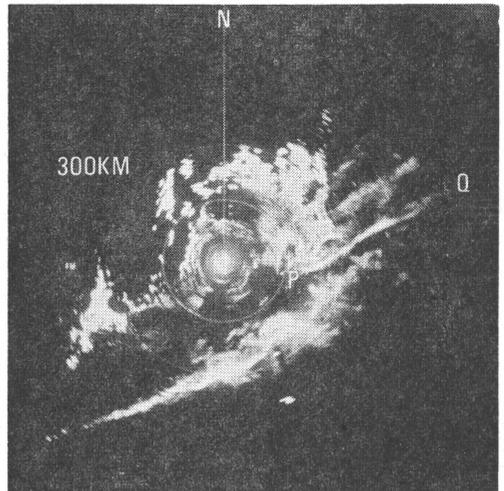
* 風の自記紙から風向・風速の10分間平均をとり, この値が時間的には10分間, 空間的には 10 km 以内は保存されると仮定し, 第3図の前線の移動速度を用いて, 局所変化を空間変化に置きかえ, 前線の北側と南側で面積 340km^2 の三角形 ($P_1=P_2=P_3=Q_1=Q_2=340 \text{km}^2$) 内の発散量を計算した. 風の読み取りから生じる発散量の最大誤差は $0.4 \times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$ 程度である.

2. 前線の後方 (Q_1) では15時25分に $0.10 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ の発散, Q_2 では $0.38 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ の発散がある. これから前線の前面の収束は東京湾中部で大きくなっていることがわかる.



第5a図 東京レーダーによる PPI 写真

1969年2月14日15時55分撮影, レンジマークは50 km ごと, アンテナ仰角 0.7° , PQ は着目している線状エコー.



第5b図 富士山レーダーによる PPI 写真

1969年2月14日16時30分撮影, レンジマークは100 km ごと, アンテナ仰角 -0.8° でシークラッターはほとんど消してある. PQ は着目しているエコー.

4. 寒冷前線に伴うレーダーエコーと小低気圧

4.1. エコーの特徴とエコーの時間変化

東京および富士山レーダーによると、この寒冷前線は著しい線状エコーを伴っている(第5 a, b 図)。15時19分から15時37分までの東京レーダーのエコーの時間変化を第6図に示す。これから次のことがわかる。

1. 15時24分から15時30分にかけて、明瞭な線状エコーが急速に形成された(15時24分~26分に航空機はこの線状エコー内で severe turbulence に遭っている)。
2. 線状エコーは北東~南西の走向をもつ部分と、ほぼ東西の走向をもつ部分とから成り、これらの交わるころは地上の小低気圧(第4.2項参照)に対応する。
3. 北東~南西の走向をもつエコーは巾が狭く著しいも

ので、その先端は16時00分まで北東に向って平均 92 km/hr で成長したが、その後成長は止り、16時12分よりエコーは分裂しはじめている。

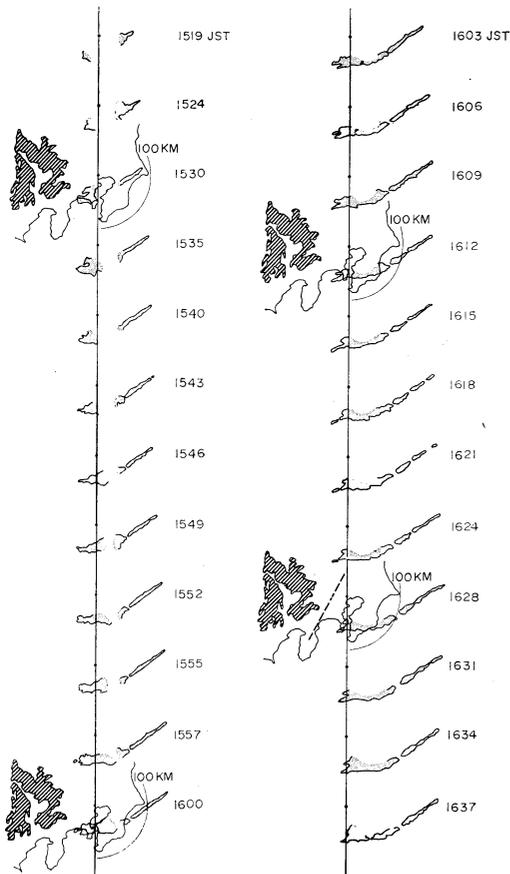
4. ほぼ東西の 走向をもつエコーは巾が広く、16時35分まで西に向って 71 km/hr で成長した。16時09分までその西端の位置は変らなかったが、16時12分から衰えはじめ、16時28分からは全体として東進しはじめている。この時間における高度 4 km での気圧の谷の推定位置*は破線で示してある。

この東西の走向をもつエコーが急速に衰え、東に移動しはじめたのは、この気圧の谷の東進と関係があると考えられる。

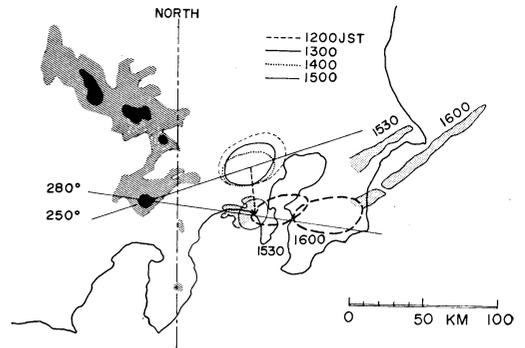
5. 小低気圧に対応するこれら走向の異なるエコーの交わったところはほぼ東進している。

4.2. 東京湾西方の小低気圧の変動

この小低気圧(第7図)は12時から14時までは、海拔高度 1 km 以上の地形の南縁の東北東方向にあり、14時から15時にかけて急速に南下している。南下前の富士山頂の風向は 250° であったが南下後には 280° に急変しており、この小低気圧の位置はその風向の変動に対応している。また、関東西部山岳の南縁から風下に、ほぼ同じ距離にある日吉、横浜、横須賀の12時から18時までの気圧の自記紙(第8図)によれば、小低気圧に対応する気



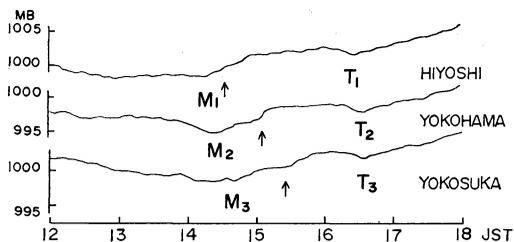
第6図 1969年2月14日15時19分から16時36分までの東京レーダーによるエコーの時間変化
斜線部は海拔高度1,000m以上の地域を示す。破線は高度4 kmにおける気圧の谷の推定位置である。



第7図 山岳の風下にてできる小低気圧の移動(1969年2月14日)

点を施した部分は東京レーダーによるエコー、斜線の部分は海拔高度1,000m以上の地域、黒く塗りつぶした部分は2,000m以上の地域を示す。

* 15時03分の東京レーダーによれば、このエコー系内の最高エコー頂高度は 4 km であるので、富士山頂を気圧の谷が通過した時間と気圧の谷の移動速度、平均傾斜からこの高度の16時28分における気圧の谷の位置を推定してある。



第8図 1969年2月14日の日吉, 横浜, 横須賀の気圧の自記紙

矢印は風の急変したところ(寒冷前線の通過を示す), M_1, M_2, M_3 は気圧の極小, T_1, T_2, T_3 は上層の気圧の谷に対応する気圧の極小を示す。

庄の極小 (M_1, M_2, M_3) は日吉, 横須賀間を85km/hrで南下しているのに対し, 寒冷前線(通過時間は矢印で示してある)は36 km/hrで南下している。各地の最低気圧の1時間移動平均値からの偏差(第2表)でみると, 横浜, 横須賀で大きい。小低気圧はその後15時30分に三浦半島の東に, 16時には勝浦の西に達しており, 前30分間の気圧の下降域も東進している。

第2表 各地の最低気圧の1時間移動平均値からの偏差 (mb)

日吉	-0.4	館山	-0.5
羽田	-0.3	千葉	-0.5
横浜	-1.3	勝浦	-0.0
横須賀	-0.7		

5. 考察

3.3項で発散の計算領域 P_2 を P_1, P_3 に比べて東寄りにとってあるのは, P_1 と P_3 の間で発散量を計算するのに適当な観測点がないためである。しかし発散を計算した領域はいずれも北東~南西の走向をもつエコー域に含まれているので, 大ざっぱに P_1, P_2, P_3 で発散量の変化を議論してもさしつかえないであろう。この北東~南西の走向をもつエコーは関東北西部の山岳を北まわりに流入してきた寒気と南の暖気との境界に発達したものと考えられる。中山(1972)は関東南部の収束線の変動について詳しく解析した結果, はじめ東京湾中部を横切って直線状であった収束線が, 北まわりの寒気の流入により, その実質が収束線に達してから, 三浦半島付近を屈曲点として大きくわん曲することを報告しているが, 本例の線状エコーは変形後の収束線に沿う降水現象と考え

ることができ, 場の中規模解析の結果にも類似点を見出すことができる。

次に, 東西の走向をもつエコーの発生源は西部山岳の南縁の風下一定距離のところから風下に向ってあり, そのエコーが小低気圧に連らなっているとも見られ, この西端の位置は上層の気圧の谷の移動とともに16時28分以後急速に東進している(第7図参照)。この時には高度4 km(最高エコー頂高度)における気圧の谷の推定位置は山岳の風下側にあった。

Matsumoto(1967)は山の縁の風下に発生する積雲については, 地形による渦管の屈曲効果で説明しているが, この例でも水平方向の渦度方程式で立ち上り項,

$$-u_y w_x + u_z v_x$$

(但し, x, y, z 軸は東, 北および鉛直下方を正とし, u, v, w は風速の各成分である。ここでは南北方向に長い山を考え, 山の東側の境界に沿って y 軸をとる)について, 館野の u_x は1430~1510(JST)の高層観測によれば, 高度600mから2,000mの間で $9 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$, 600mから1,400mの間では, $16 \times 10^{-3} \text{sec}^{-1}$ である。観測値はないが, 山の南縁の風下に向っては流体実験による流れから推測すると $v_x > 0$ であろう。また, 大きさの推定には問題はあろうが, 10^{-4}sec^{-1} のオーダーと推定されるので, $u_z v_x (> 0) \sim 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ となる。 $-u_y w_x$ についても観測値はないが, 山岳の南縁からその風下にあたる地域では, $u_y < 0$ で, 山岳の風下にあたる山岳波による上昇流域では $w_x > 0$, 下降流域では $w_x < 0$ となって, $-u_y w_x \leq 0$ となるので正の場合に第2項とともに渦度の増大に寄与する。したがってここでも東西の走向をもつエコーについては, この考えで説明がつくと思われる。

4.2項で小低気圧は, 山岳の風下で, はじめ急速に南下したが, その後東進し, 15時30分以後に走向の異なるエコーの交るところと小低気圧の対応が明瞭になっている。日吉, 横須賀の間では二次的な寒気の実質と小低気圧とは独立して南下していたので, その後小低気圧に追いついたと考えられる(中山⁶参照)。

この報告は気象研究所と東京管区気象台との共同研究『東京湾を南下する寒冷前線の微構造』の研究の一部をなすものである。この調査にあたり, 終始御指導いただいた中山 章東京管区気象台調査官には深く感謝申し上げます。

文献

- 1) Browning, K.A. and T.W. Harrold, 1970:

Air motion and precipitation growth at a cold front. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **96**, 369-389.

- 2) 後藤竹白, 1969: 東京湾の低層の強い乱気流. 安全飛行, No. 25, 26-27. 全日空 K.K.
- 3) Matsumoto, S., 1967: Orographic edge effect on the downstream cumulus activity. *J. Met. Soc. Japan.* **45**, 500-503.

- 4) 中山 章・石崎秀夫他, 1969: 地形効果による収束線. *天気*, **10**, 109-114.
- 5) 中山 章, 1972: 東京湾付近の前線 (1), 関東南部に形成されるシャーライン. 1972年度日本気象学会秋季大会講演予稿集.
- 6) 東京管区気象台技術部調査課, 1972: 東京湾突風調査報告書, 東京湾の前線調査 No. 1.

(以下 344 ページの続き)

では二ヶ所以上の無線ロボット雨量計を受信していることで複数のデータを送り出すことである。

上記のうちア, イ, エは47年度に試作され実用試験を行っているが, ウは48年度より全国的に展開される計画になっている。

5. あとがき

地域観測網の基本的考えは以前からあったが, 広域時分制の採用がこの展開のきっかけになった。広域時分制は昨年末より各地で採用され全国に普及するには多少時間がかかるはずである。気象庁の計画もこれに合わせることになり本格的動作は5ヶ年計画の終る51年になると思う。48年度から雨量端末装置の展開が開始されるが公社の受信設備は49年中には完成する予定である。

これらのシステムが完成すれば全国のデータは東京に集信され, そこから自由に各地に配信されることができ, 従って気象庁以外の公共施設でも設備をそなえれば中枢装置からのデータを受信でき, 気象庁以外の観測施設に送信機, 変換器を取りつけられれば気象庁でも部外のデータも受信できる。このように公衆電話回線の開放

は気象データの流を大きく変えたばかりでなく, 気象庁以外の機関と共同して気象事業の発展につくす路が広がったとも言える。

以上は地域観測網測器の一端末装置の設計試作を担当した一人として知っていることを述べたものである。この計画は目下進展中で本稿以後に変更されたこともあると思うのですべて参考事項として一読していただきたい。なお最後に本稿及びデータ通信の参考となる図書をあげておく。

文 献

- 1) 真木宏一, 1972: 地域気象観測網計画 (用語解説) *天気*, **19**, 414.
- 2) 三原裕登, 米沢威行, 平沢誠啓共著, 1970: データ伝送入門, 技研, 280
- 3) 緒方研二編, 1968: データ通信端末装置, 技研, 513
- 4) 日本電信電話公社技術局編, 1967: 最近の電気通信技術, 技研, 413
- 5) 日本電信電話公社, 1972: 地域気象観測データ通信システム概案書, 51

(以下 360 ページの続き)

とが指摘されている (山本義一・田中正之)。また, 太平洋で二酸化炭素が放出されている (三宅泰雄・杉村行男)。ことヨーロッパでは氷河が成長しはじめている (樋口敬二) ことなどからわかるように, いろいろな分野の研究成果を集約することが大事である。とくに, 日本雪氷学会では氷河情報センターを設立して世界の氷河について台帳を作成し, どのように成長するか監視するという計画は注目されねばならない。また, GARP で

は SGGE (Second GARP Global Experiment) を計画し, その中で気候変動を研究テーマに選んでいる。

以上のように, わが国でもいろいろな観点から気候変動の研究がすでに始められてはいるが, まだこの難問を解決するには充分とは言えない。世界の食糧問題を背景にして考えると, 気象学会としてもこの方面の研究について組織的な討論を起す時期にきているのでなかろうか。