

# GMS, レーダ, アメダスシステムによる スコールラインとたつ巻の解析

—1978. 2. 28, 東京のたつ巻に関連して—\*

村 松 照 男\*\*

## 要旨

1978年2月28日夜、東海地方から関東地方を襲った雷雨性の局地的な大雨は、日本海を東北東に進んだ発達中の低気圧内に発生した3本の発達したスコールラインによるものであった。スコールラインⅠは、温暖前線にはほぼ平行な走向をもつ warm front cluster band (Harrold, 1973) に構造・成因がよく似ており、スコールラインⅡおよびⅢはプレフロンタルスコールラインであった。Ⅰ～Ⅲとも、寿命は6～8時間、幅約30 km、長さ100 kmを越す対流雲のバンドで、最盛期には高さ7 kmの非常に強いエコーで雲頂温度が $-50^{\circ}\text{C}$  (高さ9 km) 以下のセルで構成されていた。これらのスコールラインによる帯状降雨域は、極ジェットと亜熱帯ジェット気流に挟まれた帯状の対流活発域と一致している。

スコールラインⅡの南端の発達した雷雨セルが約4時間追跡され、東京湾沿いのシアライン沿いに進んだ際、フック状エコーを伴ったたつ巻低気圧が発生し、その中にたつ巻が発生した。寿命約30分、最大瞬間風速は52 m/sであった。

## 1. はじめに

静止気象衛星 GMS “ひまわり” は、定常観測で3時間間隔の画像と1日2回風計算のために30分間隔の画像が定時観測を含め各4枚得られる。従来の1日2回のNOAA衛星に比べ時間分解能が飛躍的に改善され、短寿命の中・小規模現象の詳細な解明が可能となると同時に、総観規模現象全体を把握しながら同時に中小規模現象を把握することが可能となってきた。

GMS 搭載の可視赤外走査放射計は直下点での分解能はVIS(可視)1.25 km, IR(赤外)5 kmで、画像出力の他、任意の温度デジタル情報も出力可能であり、中小規模現象の詳細な構造の解明に利用されはじめている。

1978年2月28日の18時頃から24時にかけて、東海地方から関東地方にわたり広範囲に激しい雷雨が発生し、21時

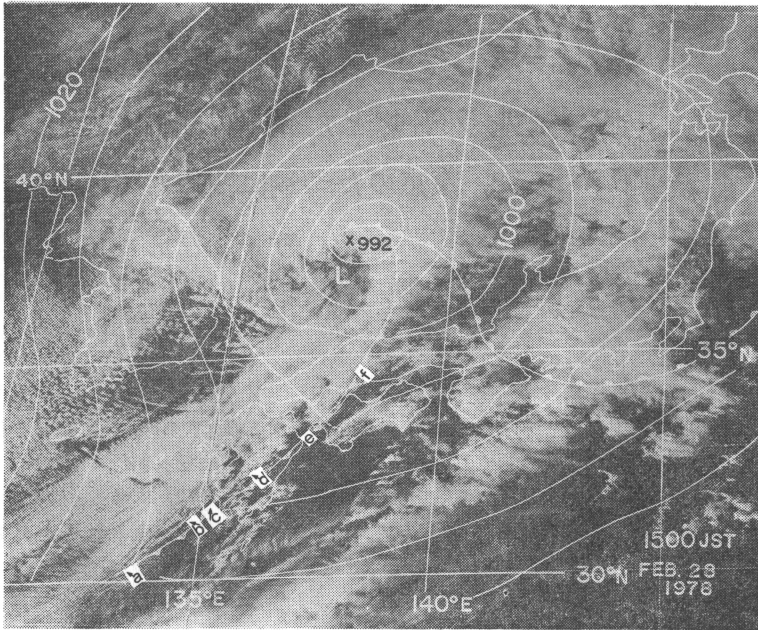
20分頃から45分にかけて、東京湾沿いの川崎付近から荒川河口を経て千葉県西部にかけ50 m/sを越す南西の突風現象が発生、21時34分には地下鉄東西線の電車が荒川鉄橋上で転覆するという事故が発生した。この間、活発な積乱雲で構成されたスコールラインが発生・発達しながら何波か通過していた。

この突風現象が起こる前の19時08分から20時38分まで、GMSは風計算用に30分間隔の観測を行っていた。これらの画像をもとに、名古屋・東京レーダの観測したエコー、アメダスの時間雨量という特質の異なった3種のデータ、すなわち、GMSの雲頂温度情報(7 kmメッシュ)、降水粒子(エコー)、そしてアメダスによる地上降水量(約18 kmメッシュ)を有機的に合成し、突風現象、スコールラインシステムなどの短時間寿命の現象の解明を行ない、その先駆現象を議論する。これをもとに、GMS、レーダ、アメダスデータの短時間予報への有効性を述べる。

また、これら活発な対流雲群(スコールライン)に対するジェット気流の対流抑制・促進効果について述べる。さらに、突風現象のメソ解析を行ない、これらの解

\* Analysis of squall lines by using GMS, radar and AMeDAS data—related to 1978. 2. 28. Tokyo Tornado—

\*\* T. Muramatsu, 気象衛星センター解析課。  
—1979年2月5日受領—  
—1979年5月19日受理—



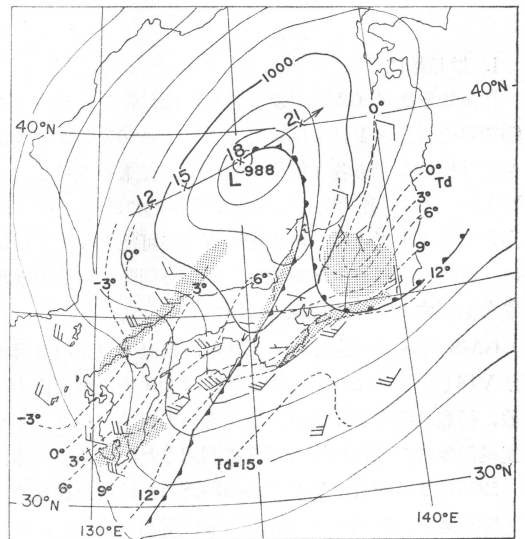
第1図 GMS 可視画像, 1978年2月28日15時, 地上等圧線が合成されている. a-b, c-dは背の低い積雲ライン, e-fは発達した積雲ライン.

析をもとにたつ巻(トルネード), たつ巻低気圧(トルネードサイクロン)の解析, それと密接な関係をもつ雷雨システムの解析を, GMS, レーダ, アメダス資料で追跡し, これらの現象の短時間予報への利用を議論する.

## 2. スコールラインシステムの解析

全体的な総観場を把握するため, 第1図に2月28日15時の日本付近のGMS可視画像を示す. 日本海西部には発達中の総観規模低気圧(中心気圧992mb)とそれに伴う組織的な雲システムがあり, 東北東へ進んでいた. この低気圧の寒冷前線に伴う前線性の雲バンドが, 中心から南西へのび中国地方から九州北部を経て東シナ海へのびていた. 地上寒冷前線に対応する背の低い細いロープ状の積雲列a-b, c-d; 発達した対流雲のバンドe-fが見られ, 典型的な寒冷前線に伴う雲バンドシステムである. この北西側の東シナ海には寒気移流による筋状の対流雲が見られる. 12時の画像では, 寒冷前線の位置を示す細く背の低い積雲のライン(ロープクラウド)が対島海峡から東シナ海中部へのびており, 寒冷前線は順調に南東へ約50km/hrで進んでいることがわかる. 日本海低気圧の暖域にあたる九州から四国・中国地方には広範囲に晴天域が広がっている.

このあと, 第2図に示すように, 28日18時には日本海



第2図 地上天気図, 2月28日18時, 破線は等露点温度線, 陰影は降雨域.

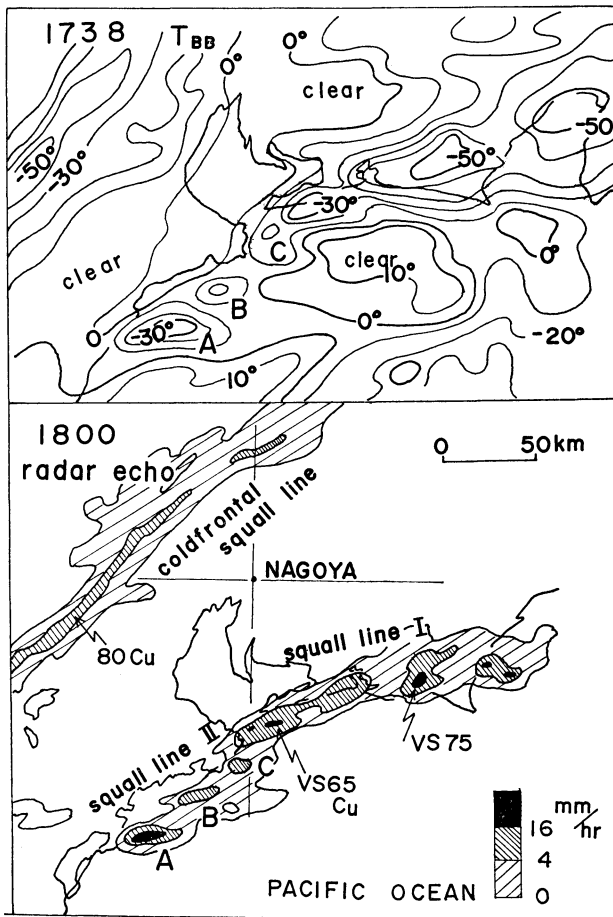
の低気圧はさらに発達し東北東へ進み閉塞し始め, その暖域内では15m/s以上の南西の強風が吹いている. 陰影の部分は地上観測で降雨が観測された所で, 関東地方

では温暖前線前面での層状雲による雨域があり, 寒冷前線後面の日本海側では吹出しの雨または曇りが降っており, 寒冷前線に伴う対流性の雨域が能登半島から南西へのび, 大阪では雷雨を観測している. さらに興味深い点は, 低気圧の暖域内で寒冷・温暖前線とに平行なウェーブ状の降雨バンドが観測されていることである. この雨域は関東地方の雨域とは明らかに別で対流性の降雨であった. この降雨バンドは, 紀伊半島の東海岸沿いのものと東海地方の海岸沿いのものの二つの降雨バンドに分けられる. これら降雨バンドは露点温度の勾配の大きい集中帯に位置している.

この時の名古屋レーダで観測されたエコーと GMS の赤外放射データを等値線表示したものを第3図に示す. 赤外放射データ ( $T_{BB}$ : 黒体放射温度) は, 雲の射出率

が1と仮定されれば雲頂温度の情報となる. ふつう, 対流雲の場合は雲粒密度が大きいのでこの射出率がほぼ1と見なしてよいので  $T_{BB}$  は雲頂温度と等価と見なすことができ, 温度の鉛直プロファイルで高度に変換し, 雲頂高度を決めることができる. データの分解能は日本付近で約 7 km である.

第3図の GMS の  $T_{BB}$  データとレーダエコーには観測時間にして22分の隔りがあるが, 両者ともそれぞれ特徴ある形状が観測されている. すはわち, レーダでは寒冷前線に伴うバンド状のエコーと低気圧の暖域内の対流セルで構成された2本のラインエコーが観測されている. GMS データではこれらに対応して, 名古屋の北西 70 km に中心をもつ北東~南西走向の帯状の  $-30^{\circ}\text{C}$  以下の雲頂温度をもつ領域があり, 寒冷前線に対応してい



第3図  $T_{BB}$  (GMS 赤外放射温度) 分布図, 28日17時38分; 名古屋レーダエコー (18時).

た。また、東海地方沿岸には  $-30^{\circ}\text{C}\sim-50^{\circ}\text{C}$  の雲頂温度をもつ発達した対流雲のバンドがあり、一方、紀伊半島東海岸沿いには  $-20^{\circ}\text{C}\sim-30^{\circ}\text{C}$  の雲頂温度をもつ対流セルの連なりが観測されている。ここでは暖域内の現象を特に注目しているの、この積乱雲を主体とした2本の対流雲のラインを、スコールラインI(東海地方)、II(紀伊半島)と呼ぶことにする。このスコールラインは、総観規模現象の寒冷前線に伴う雲バンドとは明確に区別される。

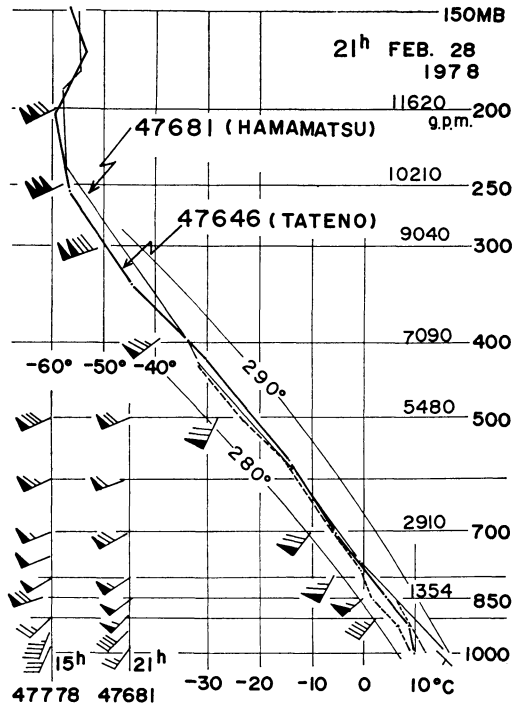
2.1. スコールラインIの解析

スコールラインIは、第2図でも明らかなように露点温度の集中帯に位置し、温暖前線に平行な $260^{\circ}\sim 280^{\circ}$ の走向をもち、前線前面の層状雲による降雨域とは明確に区別され、発達した対流雲を含む降雨バンドであった。形状、総観場とも、Browning・Harrold(1969)の温暖前線に平行なrain band, Harrold(1973)のwarm front cluster bandと構造的にも成因的にも酷似している。このスコールラインIは、15時に不明瞭ながら紀伊半島中部から東西走向にのびている未だ組織的でない対流雲のバンドとして名古屋レーダで観測されており、地上観測で露点温度 $13^{\circ}\text{C}$ の等温線と位置的に対応していた。18時にはこの等温線の北上とともに移動し、第3図のように最も発達した形態を呈している。このスコールラインは、 $16\text{ mm/hr}$ 以上の相当降雨強度をもつVS(非常に強い)エコーを含み、雲頂温度が $-50^{\circ}\text{C}$ 以下の発達した積乱雲のライン状のものである。エコー頂は、 $6.5\sim 7.5\text{ km}$ と冬季としては非常に発達した積乱雲であり、雲頂高度は第4図の状態曲線から温度-高度変換をすると $-50^{\circ}\text{C}$ で約 $9.2\text{ km}$ となりほぼ圏界面に到達し、雲頂からの巻雲の吹出しが顕著に見られる発達したものであった。

第4図の潮岬の15時の高層風観測では、 $800\text{ mb}$ (高度約 $2\text{ km}$ )より高い所では西南西風( $250^{\circ}$ )であり、このスコールラインは中層の流れと交角をもっており、東北東へ約 $40\text{ km/hr}$ で移動し、20時08分は後に示す第6図(20時08分のレーダエコー)での東京レーダの北 $40\text{ km}$ 付近を東西走向で走る衰弱傾向のスコールラインとして観測された。このあと、エコーの追跡では21時すぎに鹿島灘へ抜けた。寿命としては、約 $6\sim 7$ 時間で低気圧暖域内のスコールシステムであった。

2.2. スコールラインIIの解析

第3図で定義したスコールラインIIは寒冷前線の前方向約 $100\text{ km}$ にあり、前線と平行で中層の一般流の走向に



第4図 28日21時の浜松・館野の温度(実線)、露点温度(破線)および風速(潮岬, 15時; 浜松・館野, 21時)の鉛直分布。

ほぼ一致した組織的な対流雲列であり、いわゆるプレフロンタルスコールライン(Newton, 1950; 1963)と構造が同一なものである。

15時の可視画像(第1図)を詳細に見ると、四国西部を横切る寒冷前線の前面の暖域内では晴天域が広がっているが、室戸岬の南 $20\text{ km}$ から寒冷前線に平行な走向をもつ弱い対流雲のラインが認められる。室戸レーダでも14時30分の観測では弱いラインエコーが認められるが、未だ十分組織的でない。

GMS  $T_{BB}$  データでも、径 $20\text{ km}$ 程度の $-26^{\circ}\text{C}$ の雲頂温度をもつ対流雲のセルを含む弱いラインが観測されている。このあとGMS画像は17時38分まででないが、室戸レーダ観測では弱いながらも東北東進している位相が見られ、特に最も南端に位置している強度VSのエコーセルの東北東進が観測されている。12時およびそれ以前の画像で、このスコールラインは観測されていない。発生もしくは萌芽期が14時30分頃と言えよう。

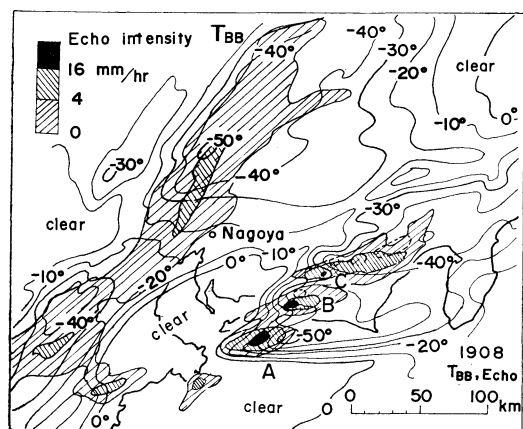
このスコールラインIIは、第3図でも明らかなようにエコーセルA, B, Cに明瞭に分けることができる。最南

端のセルAは直径約 30 km の楕円形状をしたエコーであり、中心域は強度 VS のエコーであった。17時38分の  $T_{BB}$  データでも  $-35^{\circ}\text{C}$  の雲頂温度(高さ約 7.2 km)をもち、18時にはエコー頂 6.5 km と発達した対流セルである。セルB, Cはそれぞれ、 $-20^{\circ}\text{C}$ 、 $-19^{\circ}\text{C}$ とまだ対流圏中部までにしかならないうず、あとの経過から見て急速に発達中のセルであることがわかる。

このあと19時08分から GMS は30分毎の画像が得られた。第5図は、19時08分の  $T_{BB}$  等値線図と19時の名古屋レーダのエコーとの合成で、エコーは移動方向へそれぞれのエコーを8分間あたり移動させた。積乱雲セルA, B, Cを結ぶスコールラインIIは、 $60^{\circ}$ の方向へ110 km/hr で移動していた。

セルBはエコー頂高度 6.5 km の強度 VS のエコーであり、セルAもほぼ同程度に発達したエコーである。 $T_{BB}$  分布図で見ると、セルAは画像で最も固く締まった対流雲セルで、雲頂温度は  $-54^{\circ}\text{C}$  と第4図の状態曲線でも明らかなように圏界面(21時、浜松で $-58^{\circ}\text{C}$ 、10.4 km)にはほぼ達している。 $T_{BB}$  分布図から見て、この積乱雲セルは東(風下側)へ傾き、セルの風上側の縁より雲頂温度の最も低い(最も背が高い)ところまで水平距離にして約 20 km 傾いていた。グリッドの位置合わせに多少問題はあがるが、エコー域は雲域の風上側の部分に存在している。

GMS 画像は上空からの観測であるので、積乱雲セルの上端からの濃い巻雲は上層風と積乱雲セルの上端での発散による風の合ベクトルで流されているので、偏西風の強い中緯度の場合は風上側には流れず東へ流れる。し

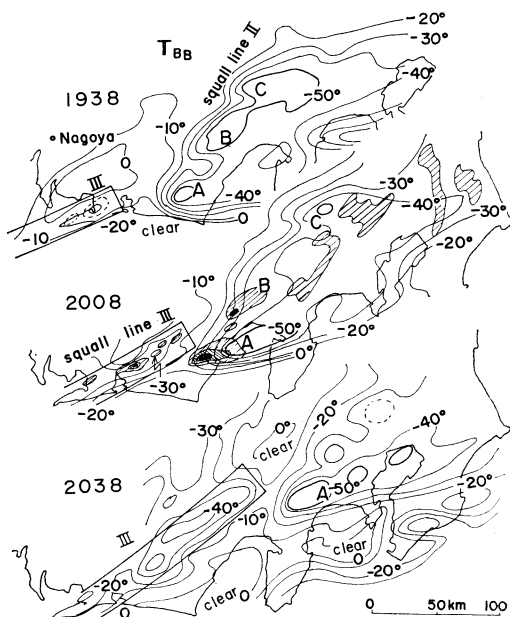


第5図  $T_{BB}$  分布とレーダエコー合成図。28日19時08分。エコー強度は左上に示した。

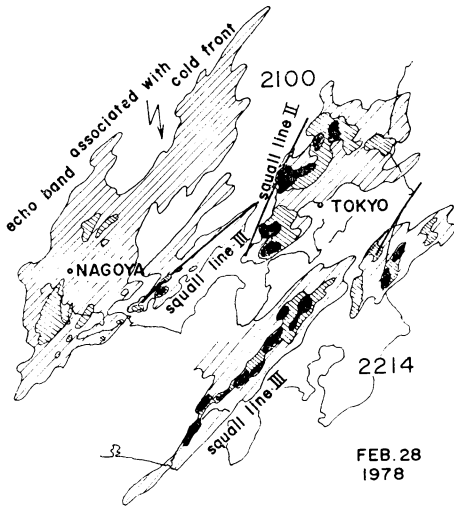
たがって、積乱雲セルの風下側は不明瞭な境界となるが風上側では非常に明瞭な境界となる。可視光の画像上でも丸く、表面が滑らかに観測される。第5図の場合でも21時浜松の風が 250 mb で 150 kt の強風で、西向きの発散成分は相殺されさらに風下側に傾いている。風上側は画像上でも明瞭な境界をもち、温度傾度は約 20 km で  $50^{\circ}\text{C}$  以上という非常に発達した積乱雲特有の特徴を呈しており、この西側の風上縁を追跡することができる。

一方、寒冷前線に伴う雲バンドは18時に比べ南東へ位相が移動し、 $-30^{\circ}\text{C}$  以下の雲頂高度をもつ雲バンド域(約 6.5 km 以上の雲頂)が富山県南部から南西～南南西へ和歌山県までのびており、レーダエコーの 0~4 mm/hr の相当強度をもつエコー領域に対応していた。幅 70~80 km の晴天域をはさんでプレフロンタルスコールラインIIが観測されているのは、18時と同様である。

このあとの経過を第6図に示す。この図は、19時38分から20時38分までの  $T_{BB}$  分布の等値線表示と、20時の名古屋・東京レーダのエコーを合成したものである。積乱雲セルCは、19時38分の観測で明らかなように Ci の吹出し域も拡散し、20時のレーダ観測で見ても衰弱期の形状を呈し、20時38分には不明瞭となった。セルBも、19時38分に比して20時08分では全体的な形態から見て最



第6図  $T_{BB}$  分布とエコー合成図によるスコールラインの追跡。28日19時38分~20時38分。20時08分は20時レーダエコーを時空間変換して載せた。

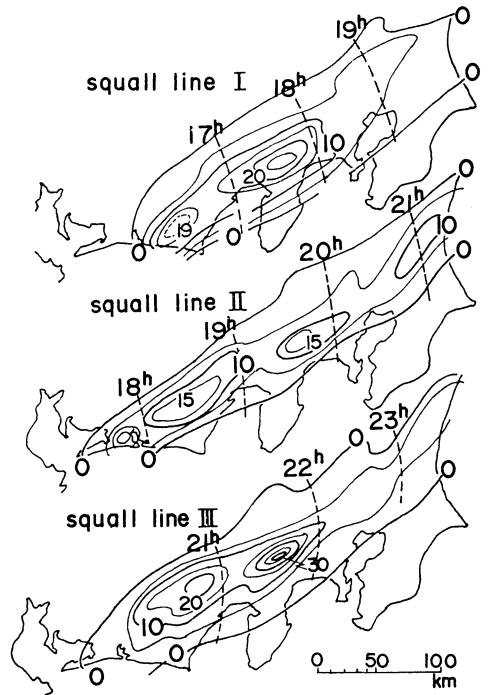


第7図 東京および名古屋レーダエコー合成, 28日 21時および22時14分.

盛期を越したと見られる。最盛期は18時から19時にかけてであった。これらに比べ、セルAは依然として風上側での縁が鮮明で固く締った形態を維持し、雲頂温度も $-52^{\circ}\text{C}$ 以下と圏界面にほぼ達する雲頂をもっている。20時のレーダ観測でも、高さ6.5kmの強度VSのエコーで形状とも19時の観測とほぼ同じ強さと大きさを維持しながら、東北東へ約120km/hrで移動していた。この3セルを含むスコールラインIIは、南ほど活発という特徴を有しながら東北東進している。

GMS画像は20時38分のあとトラブルのため翌日の3時まで観測されなかったので、東京および名古屋レーダで継続的に追跡する。第7図は両レーダのエコー合成図である。21時のスコールラインIIの位置は、小田原付近にある強いエコーセルA(高さ6.5km)と東京レーダの北西50kmにあるセルB(高さ4.5km)とその北側のセルを結ぶラインまで移動し、22時14分では、その南西端が館野の北にあり、衰弱傾向で鹿島灘へ抜けた。寿命としては、17時38分での明確なライン状のプレフロンタルスコールラインとして観測されてから約5時間であり、14時38分の萌芽期まで加えると約8時間となっている。

このスコールラインでの降水量分布を第8図に示す。降水域は、幅約50kmで带状に東北東にのび、長さは300kmを越していた。降水量の極大は19mmであった。また、降水は主として積乱雲セルAでもたらされており、降水域はセルの中心の移動軸の北側に集中してい



第8図 スコールライン別の降水量分布(単位mm;アメダス)破線は降水開始時刻の等時線.

た。この带状降水域には降水量の極大域が約120km間隔で存在し、移動速度は100~120km/hrであるので、約1時間周期での降水量の極大が現われていることになる。

### 2.3. スコールラインIIIの解析

第7図の22時14分の東京レーダ観測で、レーダサイトの北50kmから南西に幅50km、長さ200kmにも及ぶ発達した線状エコーが観測されている。発達した対流エコーセル(高さ7~9km、強度Sのエコー)を含む対流性のエコーセルで構成されており、スコールラインIIと同様に暖域内の寒冷前線に先行して発生していた。ここでは、スコールラインIIIと呼ぶことにする。

発生は第6図に示されている19時38分の $T_{BB}$ 分布図上で渥美半島付近から西南西にのびる $-20^{\circ}\text{C}$ の雲頂温度をもつ弱い対流雲のラインとして認められ、幅は15km、長さは60kmであった。19時08分の $T_{BB}$ 分布でも、19時名古屋レーダでも観測されていない点から見て、19時08分と38分の間で伊勢湾南部から渥美半島付近に突然発生したことになる。発生位置はスコールラインIIの南西に位置し、前線性雲バンドの前方50kmの晴

天域であり、発生位置、走向から見てプレフロンタルスコールラインと認識されよう。

この22分後の名古屋レーダではいくつかの弱い対流セルが飛び飛びに線状に並んでいるだけであるが、GMSによる雲の観測では幅 15~20 km をもつ  $-20^{\circ}\text{C}$  以下の線状のスコールラインとして早期に探知している。このスコールラインは、東北東へ急速に拡がり、中心域では雲頂温度が  $-30^{\circ}\text{C}$  以下となり30分間で急激に発達した。20時38分の  $T_{\text{BB}}$  分布では、富士山のすぐ西から南西へ伸びる  $-40^{\circ}\text{C}$  以下の雲頂温度を有する発達したスコールラインの形状を呈し、第7図の東京・名古屋両レーダのエコー合成図で、東京レーダの西 60 km から西南西へ伸びる明瞭なラインエコーとなっている。この間、雲頂温度は30分で  $10^{\circ}\text{C}$  の低下、すなわち、高度にして  $2\text{ km}/30\text{ min}$  の上昇速度をもって発達した。前述のように、22時14分の東京レーダで観測された発達した線状エコーのスコールラインとなった。このあと23時頃まで発達した線状エコー形状を持続したが、そのあと衰弱に向かい3月1日00時57分の観測では不明瞭化し衰弱した。

このスコールラインⅢの発生は19時08分の観測の直後であり、21時から23時にかけて最盛期、その後衰弱しながら鹿島灘へ抜けた。寿命としては約6~7時間で、発生から最盛期まで約2時間であった。スコールラインⅡとは、寒冷前線に先行して晴天域での突然の発生、寿命、

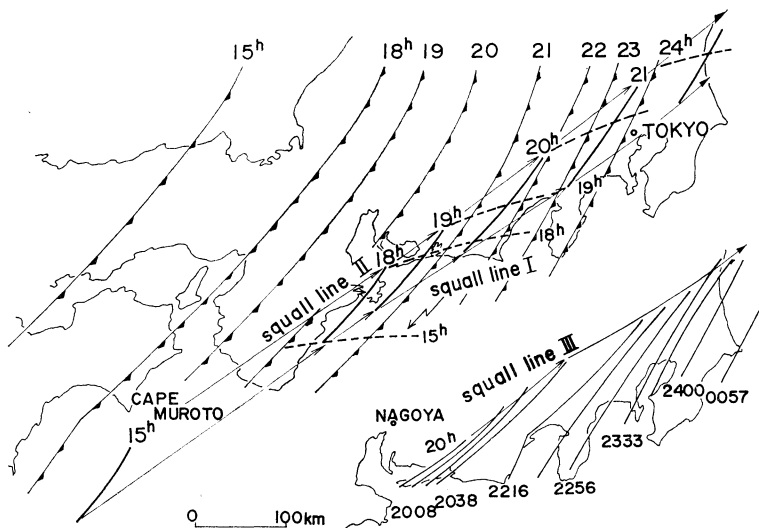
形態、走向などの諸特徴が共通している。

また、このスコールラインⅢによる降水量分布を第8図下段に示したが、降雨域の幅、長さ、位置ともにスコールラインⅡとほぼ一致しており、両者の現象の起時の差は2時間であった。降水量の極大は 30 mm で、 $110\sim 130\text{ km/hr}$  という非常に速い速度をもつセルによってもたらされた値としては大きな地点降水量であった。また、降水量の極大域に約 80 km の間隔をもっている点もほぼ共通している。

スコールラインⅠ~Ⅲの移動と寒冷前線の移動を第9図に示す。図は省略したが、寒冷前線に伴う降雨は18~19時に最盛期であり、位相は南東へ進み、それによる降雨分布は集中性なく拡がったものとなっていた。

### 3. ジェット気流による対流雲の発達・抑制

第2章で述べた様に、発達した低気圧の暖域内で発生したスコールラインⅠ~Ⅲは寿命6~8時間の発達したメソスケールの対流システムであり、中層の一般流（潮岬15時、700~500 mb 間平均で約  $130\text{ km/hr}$ 、約  $250^{\circ}$ ）に流され約  $110\sim 130\text{ km/hr}$  で東北東進し、これらシステムは約2時間間隔で通過しているという興味深い周期性と集中性を見せている。さらに、第8図のスコールライン別の降水量分布図で、3本のスコールラインともに帯状の降水量分布域、降水量ともに統一性があり、特に降水の極大の軸の走向が一致しているとともに、降水域の南限・北限がきわめてよく一致している点を強調した



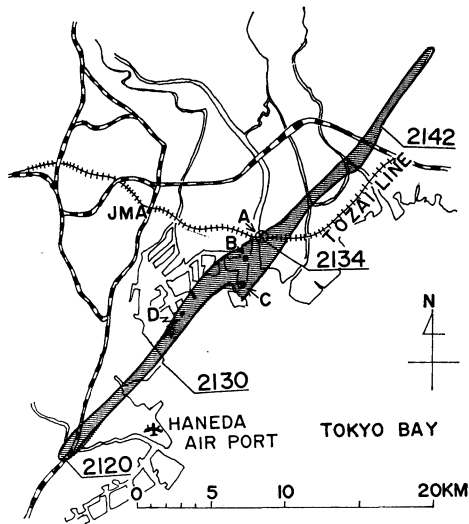
第9図 スコールラインⅠ,Ⅱ,Ⅲの移動と寒冷前線。





気流直下の抑制域の存在を解析した。一方、Whitney (1977) は、中山 (1972) と同様に発達したスコールラインが亜熱帯ジェット気流のすぐ北で消滅していることからジェット気流の対流抑制を論じている。この中で、アメリカ大陸上での severe storm の発生が蛇行した極ジェット気流のトラフの南東で地上寒冷前線の前面（プレフロンタル域）の暖湿気流流入域でかつ極ジェット気流の北側で多くの雷雨（トルネードを含む）が発生していると解析しており、今回解析した現象の位置関係ときわめてよい一致を示している。

すなわち、21時の断面図解析による輪島付近の極ジェット気流から南約 200 km が抑制され、八丈島付近の亜熱帯ジェット気流のすぐ北の抑制域に挟まれた帯状の領域が対流発達域である。この領域は、第11図の破線の矢羽根で示した 500 mb 以下の下層ジェットでも明らかにように 50 kt を越す湿潤な南西強風が吹いており、500 mb トラフの前面の対流発達域である。第2図の露点温度分布から見ても、冬としては高温位の暖湿気塊が下層ジェットと共に流入していることがわかる。この結果、第4図の状態曲線でわかるように湿潤不安定となっていた。そして、ジェット軸、ジェットの強風核との相対位置関係において対流システムへの抑制・発達域が現われ、ジェット気流と密接な因果関係を示唆する降雨量分布（第8図）になったと推論される。



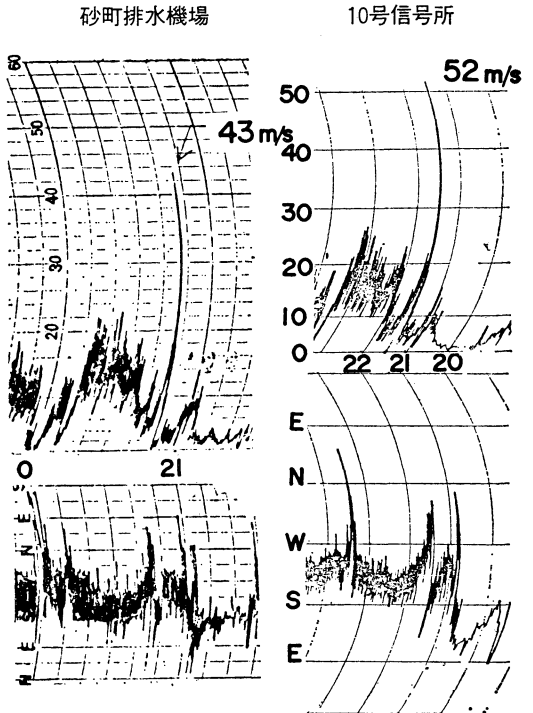
第12図 ベルト状の突風被害域。A：地下鉄電車転覆場所，B：砂町排水機場，C：東京ヘリポート，D：十号信号所（宮沢ら，1978による）。

#### 4. 1978年2月28日の東京たつ巻の解析

##### 4.1. 東京たつ巻の発生

第2節で解析したように、1978年2月28日18時から24時にかけて、東海地方から関東地方にかけ3本のスコールラインが発生し発達しながら通過していた。この間、28日21時20分から45分にかけて、東京湾沿いに川崎付近から千葉県西部にかけ最大瞬間風速で 52 m/sec の南西を中心とした強風が吹き、21時34分には地下鉄東西線の電車が荒川鉄橋上で転覆するという事故が発生した。被害は、第12図に示されたように幅 2 km 以下で長さ 42 km におよび狭い帯状の範囲に発生した。被害の状況、発生時の気象状況などが、宮沢ら (1978) に詳しく速報されている。一方、Fujita (1978) は down burst (ダウンバースト) によるたつ巻発生を論じている。

被害地域の中心に近い砂町排水機場（第12図-B）と10号信号所（D）の風向風速の自記記録を第13図に示す。10号信号所では21時30分頃に最大瞬間風速 52 m/sec、砂町排水機場で21時40分頃 43 m/sec を記録している。この風向風速の自記記録を見ると、両観測所ともに極大



第13図 風向風速の自記記録、砂町排水機場（左、第12図B）および10号信号所（右図、第12図D）。

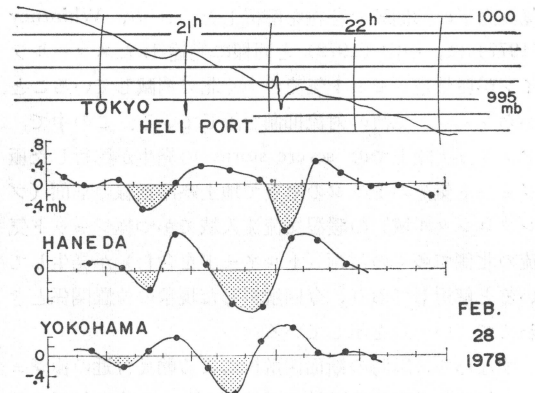
風が出た時刻を中心に風向が南西→南→北西→西→南西と変化しており、瞬間風速は数分間の突風現象であり、この起時を境に南南東から北西へ急変している。第14図に東京ヘリポート（第13図C点）の気圧変化を示したが、21時35分頃、1.5 mb の漏斗状の気圧降下が観測され、被害域の特徴、気圧変化、風向風速の変化から見て“たつ巻”によるものと結論できる。

4.2. たつ巻低気圧（トルネードサイクロン）の発生

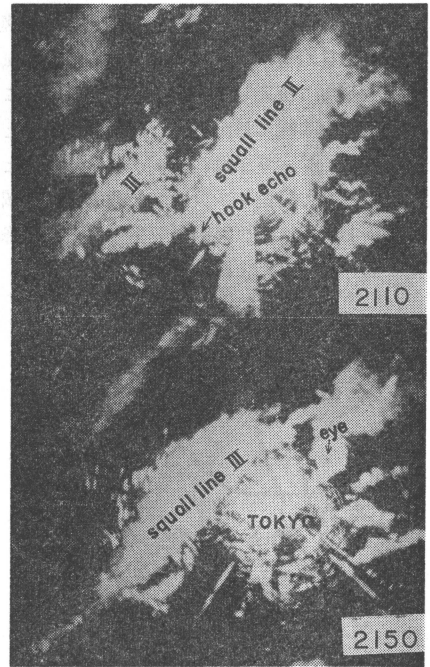
たつ巻通過によるベルト状の被害範囲に近い観測所の気圧の自記記録を10分ごとに読み取り、5点移動平均からの偏差を求めたものを、第14図に示す。横浜では21時15分頃、羽田空港で21時20～25分、そして東京ヘリポートでは21時30～35分に、それぞれ偏差値の負域の極大が通過していることがわかる。位相速度は約100～130 km/hr である。東京ヘリポートの負の偏差域は約10分であり、この地点から西南西 4 km の10号信号所の風の自記記録でも、21時30分頃の瞬間的な極大風を中心に約12分間、風向風速の有意な変位が認められる。じょう乱による変位の時間が約12分であるので、メソ低気圧の直径が20～26 km であることが推定される。この規模は、負の偏差値から求めた値ともほぼ一致している。このメソ低気圧が通過した砂町排水機場の自記記録でも同様な風の変位が認められる。また、この自記記録上でも明らかのように、このメソ低気圧の風の場さらに小スケールでかつ大きな循環の値をもつ“たつ巻”が重なっていることが解析できる。たつ巻が発生しているメソ低気圧を、一般的に“たつ巻低気圧（トルネードサイクロン）”と呼んでいる。

たつ巻低気圧については、Fujita (1963) の総合報告に詳しく論ぜられており、たつ巻発生と密接な因果関係が存在している。1971年7月の大宮たつ巻 (Fujita, et al., 1972)、金沢たつ巻 (島田, 1967) もたつ巻低気圧およびたつ巻を解析している。また、Fujita (1963; 1965) はたつ巻発生とフックエコーとの密接な因果関係を論じており、Fujita, et al. (1972) はたつ巻がフックエコーの下からたつ巻低気圧の中心の進行右側に形成されると述べている。

2月28日の東京のたつ巻では、東京レーダ近傍のグラウンドエコーの妨害で最も重要な範囲でエコー観測が不明瞭となっているが、第15図に興味ある2枚のエコー写真を示す。21時50分にはレーダサイトの北東約 40 km に眼をもつ直径 23 km のともえ状のエコーが識別され、たつ巻低気圧に位置的に対応していた。一方、21時10分

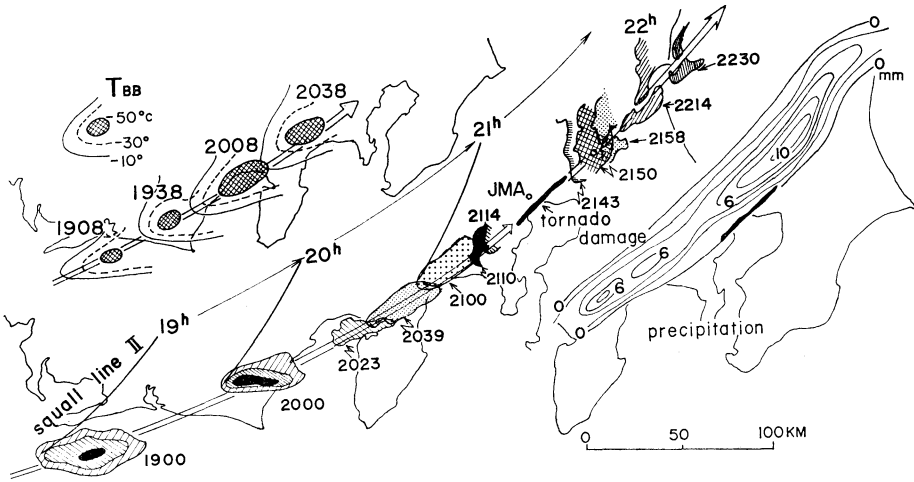


第14図 東京ヘリポートの気圧自記記録と横浜、羽田、東京ヘリポートにおける10分間5点移動平均からの偏差（陰影の部分が負）。

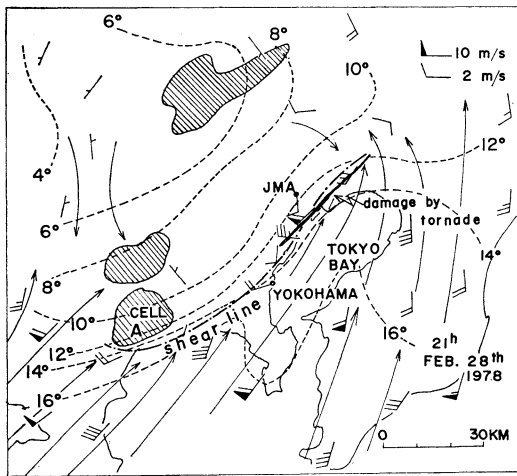


第15図 21時10分および21時50分の東京レーダエコー。上図矢印はたつ巻低気圧に伴うフックエコー、下図矢印はその眼。

のエコー写真上で東京レーダの南西約 40 km に不鮮明ながらフック状のエコー（直径約 10 km）が認められる。21時15分頃には横浜の北をたつ巻低気圧が通過し、位置、スケールおよびエコーの形態が一致していた。フ



第16図 たつ巻をもたらした雷雨セルA (第5図)の移動追跡, 左上図は  $T_{BB}$  分布図による雲頂温度データによる追跡; 中図は名古屋および東京レーダによる追跡, 右下図はこのセルによる降雨 (単位: mm) とたつ巻被害域 (黒塗り部分).



第17図 28日21時のメソ天気図. 破線は等温線, 風速は矢羽根1本 2 m/sec, 三角矢羽根は10 m/sec, 矢印細線は流線. 斜線域は 16 mm/hr 以上のエコー強度をもつ領域 (東京レーダ).

ックエコーから推定される中心の近傍でたつ巻が発生し, 北東へ移動した. この点は, Fujita (1963; 1965), Fujita et al. (1972) など多くのたつ巻発生とたつ巻低気圧との関連で一致している.

#### 4.3. 雷雨システムの発生・移動とたつ巻の発生

名古屋・東京レーダ合成によるエコーセルAの移動を追跡したものを第16図に示す. 左上図は, GMS の  $T_{BB}$

データの  $-10^{\circ}\text{C}$ ,  $-30^{\circ}\text{C}$ ,  $-50^{\circ}\text{C}$  の雲頂温度レベルで表わした積乱雲セルAの変化と移動である. この点は, スコールラインIIの解析の中で詳しく述べてあるように, スコールラインIIの南端のセルAは伊勢湾の南すでに直径 30 km の強度 VS のエコーとして観測され, 19時08分から20時08分の30分間の GMS 観測でも追跡され, 20時のレーダ観測でも名古屋・東京両レーダともに御前崎の北にある発達した対流エコーセルとして観測された. このあと, 東京レーダの4~8分間隔のエコー写真で継続して追跡できる. 第16図には10~20分毎のエコーを載せてあるが, この積乱雲セルは, 19時から20時には 100~110 km/hr で東北東 ( $60^{\circ}$  の方向) へ進み, 20時30分頃伊豆半島北部から移動方向を北東  $45^{\circ}$  に変え, 加速しながら, 21時10分には横浜の南西 10 km 付近に進みフック状のエコーとして観測された. このあとグランドエコーで妨害され不明瞭となったが, 21時43分にはともえ状エコーとして, 21時50分には眼を伴ったともえ状エコーとして観測され, 鹿島灘へ抜けて不明瞭化するまで連続的に追跡された. たつ巻低気圧に伴うフック状あるいは眼をもったともえ状エコーは, プレ frontal スコールラインIIの南端に発達した積乱雲セルそのものが変化したものであることが解析される. この通過時にたつ巻が発生している.

第17図は, たつ巻発生20分前の21時の関東地方のメソ天気図である. 伊豆半島北部から東京湾北部まで海岸沿いに, すなわち南西強風域と内陸弱風域の境界に, 風向

風速の不連続な顕著なシアラインが観測され、これを境に温度勾配も  $3^{\circ}\text{C}/10\text{ km}$  と大きい。この天気図の10分後には、前述のごとく横浜の南西 10 km 付近にはたつ巻低気圧に伴うフックエコーが観測され、たつ巻低気圧は21時15分頃横浜の北、20~25分頃羽田空港の北付近に進み、たつ巻を発生させた。

たつ巻発生とシアラインとは密接な関係をもち、大宮たつ巻 (Fujita *et al.*, 1972) の場合でも南南西から北北東へのびるシアラインの南端でたつ巻低気圧が解析されており、この低気圧の進行右象限にたつ巻が発生し、シアライン沿いに移動していた。一方、带状降雨域はシアラインの北側に集中し、第16図および第17図から明らかな様に両者は非常によく似た構造を有している。また、Brandes (1977; 1978) はドップラレーダ観測をもとに、活発な雷雨セル内の風の場合(降水粒子の運動)の3次元構造を解析し、セル内の3次元の風の場合が次第に変形し、低気圧性循環をもつメソ低気圧を形成していくことを示し、その中に数個のたつ巻発生を確認した。この雷雨セルはスコールラインの南端に位置し、トラフ前面で下層の南西風による暖湿気流の場で発生、今回のたつ巻発生と一般場の状況が共通していた。

1978年2月28日の東京のたつ巻の場合では、寒冷前線に先行する暖域内に発生・発達したスコールラインの南端に位置した数時間も寿命をもった持続性のある直径約 30 km の雷雨セル(積乱雲)が、東京湾沿いに明瞭化していたシアラインに接近し、風の場合を変形、たつ巻低気圧を発生したと考察される。このたつ巻低気圧の発生は、21時10分に横浜南西約 10 km にフック状エコーが観測され、さらに地上観測点における風・気圧の自記記録の変化から、直径 20 km 前後のたつ巻低気圧が解析され、シアライン沿いに北東へ  $100\sim 130\text{ km/hr}$  で移動しているのが追跡され、21時50分には眼のあるともえ状エコーが観測された。このたつ巻低気圧の中にたつ巻が発生し北東へ移動した。この雷雨セルによる降雨域はシアラインの北側に带状に集中し、無降水域との境界とたつ巻被害域すなわちたつ巻の移動径路が一致している。

##### 5. まとめ

1978年2月28日18時から24時にかけて東海地方から関東地方を襲った雷雨を伴った大雨は、日本海にある発達しながら北東進した低気圧の暖域内で発生した3本のスコールラインの通過によるものであった。

スコールライン I は、15時頃東海地方の南海上に発生

し温暖前線に平行な走向をもち、Harrold (1973) の warm front cluster band に構造および成因もよい一致を示しており、スコールライン II, III は寒冷前線にほぼ平行な走向をもつプロフロンタルスコールラインの構造をもっていた。3スコールラインともに暖域内に発生し、中層の西南西~南西の一般流に流され東北東または北東進し、幅 100 km 以下の带状の降雨をもたらした。各バンドは、寿命 6~8 時間で幅 30 km 以下の長さ 150 km を越す带状の降雨バンドとして観測され、最盛期には強度 VS のエコー(エコー頂高度、6.5~7 km)、雲頂温度が  $-50^{\circ}\text{C}$  以下、雲頂高度にして 9 km を越えた、冬季としては非常に活発な積乱雲セルで構成されたスコールラインであった。

これらスコールラインによる降雨域は、250 mb 付近のジェット気流の軸に平行した走向をもち、ジェット軸の南 200~250 km に北限をもち、一方、降雨域の南の境界は 175 mb 付近に中心がある亜熱帯ジェット気流の北 100 km にあり、中山 (1972) に詳述されている極ジェット気流のすぐ南の対流抑制域と亜熱帯ジェット気流の北側の対流抑制域に挟まれた带状の発達域が降雨域と一致していることがわかった。

また、28日21時20分頃から45分にかけて東京湾沿いに発生した、最大瞬間風速 52 m/sec を越す主として南西を中心とした突風は、川崎の西で発生して  $110\sim 130\text{ km/hr}$  で北東へ移動したたつ巻の通過の結果である。メソ解析では、海上からの湿潤な南西の強風と内陸の弱風で相対的に乾いた低温域との間に明瞭なシアラインが存在していた。このシアライン上に発達した雷雨セル A が移動して来た結果、メソ低気圧(たつ巻低気圧)が発生し、21時10分の観測ではフック状のエコーを伴い、21時50分には眼を有するともえ状のエコーとなった。この発達した雷雨セルは、スコールライン II の南端のもので渥美半島の南から追跡され、中層の流れで移動し、寿命は約 4 時間、直径 30 km 前後のものであった。たつ巻はこの雷雨セルによるたつ巻低気圧の中に発生、シアライン沿いを北東へ  $110\sim 130\text{ km/hr}$  で移動した。

これらの現象を解析した結果、GMS(雲頂温度データ)、レーダエコー(降水粒子)、アメダス(地上降雨量)との三つの質の異なった観測データを有機的に利用すれば、実況を初期値と見なしての中小規模現象の短時間予測が可能となることがわかった。すなわち、今回の2月28日の現象では、3本のスコールラインの発生・移動に発達・衰弱傾向の因子を加えることにより、限定さ

れた領域での短時間雨量などの予想が可能であり、それらを構成する積乱雲セルによる雷雨や突風、たつ巻などの severe storm 現象の起こり得るポテンシャルの高い領域を短時間、限定された範囲で予想することが可能であることがわかった。今後は、さらに時間分解能(観測時間間隔が短かい)のよい資料をもとに、短時間予測へのアプローチが期待される。

#### 謝辞

この調査に当たりレーダエコー図および写真を提供して頂きました、東京管区気象台技術課ならびに名古屋地方気象台技術課、アメダス資料、たつ巻資料を利用させて頂きました、気象庁予報課の各位に謝意を表します。

#### 文献

- Brandes, E.A., 1977: Gust front evolution and tornado genesis as viewed by Doppler radar, *J. Appl. Met.*, 16, 333-338.
- 1978: Mesocyclone Evolution and Tornado genesis: Some observations, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 995-1011.
- Browning, K.A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds, *J. Atmos. Sci.*, 21, 634-639.
- and T.W. Harrold, 1969: Air motion and precipitation growth in a wave depression, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 95, 288-309.
- Fujita, T.T., 1963: Analytical mesometeorology: a review, *Met. Mono.*, 5, 27, 77-123.
- 1965: Formation and steering mechanism of tornado cyclones and associated hook echoes, *Mon. Wea. Rev.* 93, 67-78.
- K. Watanabe, K. Tsuchiya and M. Shimada, 1972: Typhoon-associated tornadoes in Japan and new evidence of suction vortices in a tornado near Tokyo, *J. Met. Soc. Japan*, 50, 431-453.
- 1978: Manual of downburst identification for project NIMROD, SMRP Research Paper, No. 156, 1-105.
- Harrold, T.W., 1973: Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 99, 232-251.
- 茨城 高, 田中 昭, 1960: 日本におけるたつ巻の調査, *研究時報*, 13, 68-79.
- 宮沢清治, 市川清見, 中鉢幸悦, 1978: 近年, 日本付近に発生したたつ巻について, 災害科学研究会, 1-40.
- 中山 章, 1972: 組織化された積乱雲の発達する環境の研究, *研究時報*, 24, 353-404.
- Newton, C.W., 1950: Structure and mechanism of the prefrontal squall line, *J. Met.*, 7, 210-222.
- 1963: Dynamics of severe convective storms, *Met. Mono.*, 5, No. 27, 33-58.
- Ninomiya, K., 1971: Mesoscale modification of Synoptic situations from thunderstorm development as revealed by ATS III and aerological data, *J. Appl. Met.*, 10, 1103-1121.
- 島田守家, 1967: 1955~1964年における日本のたつ巻, *研究時報*, 19, 1-22.
- Whitney, L.F., 1977: Relationship of the subtropical jet stream to severe local storms, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 398-412.