

第4章 低気圧に伴う降雨域の構造の解析

4.1 はじめに*

低気圧に伴う降雨域による降雨は日々の予報業務の主な対象の一つである。最近、短時間予報技術の開発が進められるにつれ、降雨域の構造と振舞いについての知識がますます必要となってきた。

低気圧に伴う降雨域についてはこれまでも多くの解析的研究がある。これらの多くはレーダ資料の解析によっている。たとえば Nozumi and Arakawa (1968) は低気圧内の降雨域の分布モデルを多数の観測例より導いた。また英国気象局グループと米国ワシントン大学グループは高層観測、レーダ観測のほかにドップラーレーダ観測、航空機観測を同時に行い、低気圧に伴う降雨域の降水と気流の構造を明らかにしてきている。

わが国においても、その後の静止気象衛星の打上げ、地域気象観測網の展開により、日本付近の低気圧に伴う降雨域を再び詳細に解析する研究も出てきている（例えば Sakakibara, 1983）。

しかしながら、ドップラーレーダあるいは航空機によらない観測は降雨域の表面から中身を推測している感がある。わが国では降水を伴う雲の航空機観測はいまだにごく僅かな場合を除いて行なわれていない。ドップラーレーダに関しては幸いなことに1980年以降2台が整備された。そして1981年以降低気圧に伴う降雨域の観測がなされてきた。しかしながらレーダ関係の研究者の極端な層の薄さのため、これまでほとんど解析されていなかった。

ここでは本技術報告刊行を機会に解析した温暖前線付近の降雨域と寒冷前線降雨帯の構造について述べる。温暖前線付近の降雨域は東海道沖の小さな低気圧に伴うもので、水平規模が約100kmで中心付近では1時間に20~40mmの強雨をもたらした。これは筑波の5cm波ドップラーレーダにより観測された。寒冷前線降雨帯は豪雪の観測（第6章参照）の際北陸地方西部で観測されたもので、海上では気団変質の影響を、陸に近づいてからは山岳の影響をうけつつあった。この観測は3cm波ドップラーレーダにより行なわれた。

4.2 関東地方南部で観測された温暖前線に伴う強雨域の構造**

4.2.1 周囲の状況

1981年9月25日21時の地上天気図を図4.1に示す。山陰沖に低気圧があり、中心から温暖前線が南東にのび、伊豆沖に達している。この低気圧はあまり発達もせず、動きも遅い。26日の0時に

* 榊原 均：予報研究部

** 田畑 明：台風研究部、榊原 均：予報研究部

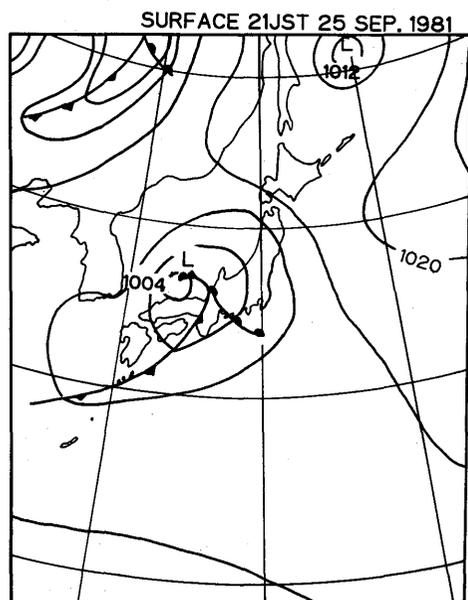


図 4.1 1981年9月25日21時の地上天気図。等圧線の間隔は4 hPa。

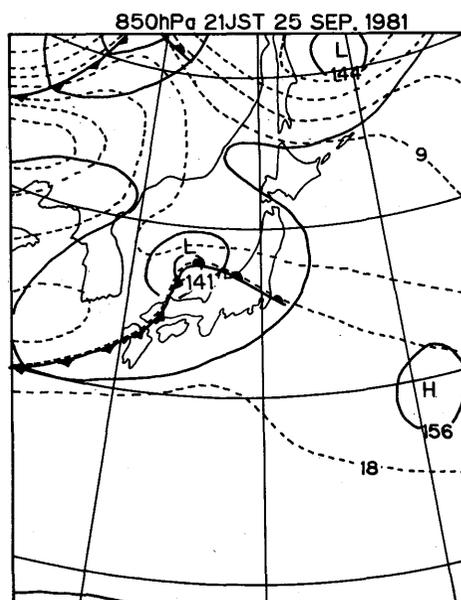


図 4.2 図 4.1 に同じ。ただし 850 hPa の天気図。等高線の間隔は 60 m、等温線の間隔は 3°C。

なると山陰沖の低気圧の温暖前線上に別の低気圧が東海地方に発生する。今回の大雨は、東海地方の低気圧の温暖前線付近に発生している。

25日21時の500 hPaの天気図によると(図省略)、朝鮮半島から華南に達する気圧の谷があり、日本付近には南西から西南西の風が吹いている。図4.2に850 hPaの天気図を示す。低気圧に向けて吹き込む暖気が、中国地方から関東地方に入っているのがわかる。また九州から北海道にかけてこの層にはかなり湿った空気が入っていた。

館野の高層気象台の9月25日20時30分のゾンデ観測の結果を図4.3に示す。下層800 hPa付近までは安定層となっており、900 hPaからこの層まで暖かい空気が入ってきているのがわかる。また、上空400 hPa付近まで湿度80%以上の湿った空気が入っていた。

富士山レーダの観測によると、20時には紀伊半島から東海沖にエコー頂が10 kmを越える背の高い対流性のエコーが現われる。これが21時には関東地方南岸にもかかり始め(図4.4)、22時には北東から南西の走向を持つ幅150~200 km、長さ900 kmの大きな帯状エコーになる。23時になると、東海沖の強いエコー域はさらに領域を広げている(図4.4)。この強エコーの走向はほぼ東西である。このエコーとは走向が異なり、南北にのびる強いエコーが東京湾から南にのびている。今回の大雨はこの南北の走向を持った帯状エコーの北端で発生している。

4.2.2 降雨の状況

図4.5に降雨の状況を示す。25日22時の前1時間には伊豆半島東岸から箱根付近に1時間20

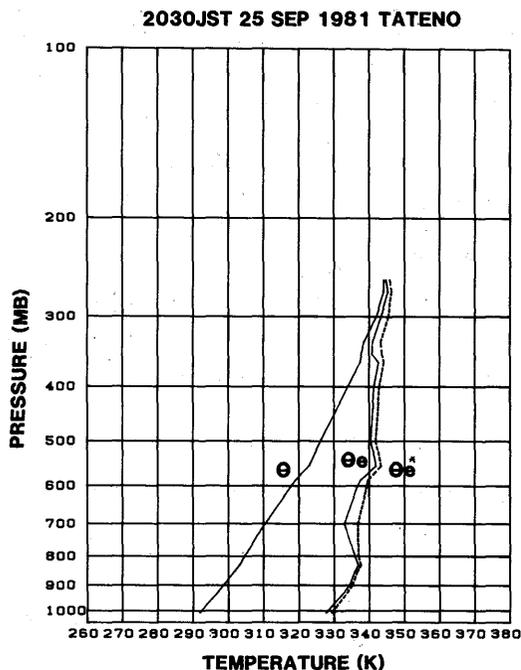


図4.3 1981年9月25日20時30分の館野の高層気象台のゾンデ観測結果。
 湿位 θ 、相等湿位 θ_e 、飽和相等湿位 θ_e^* を示す。

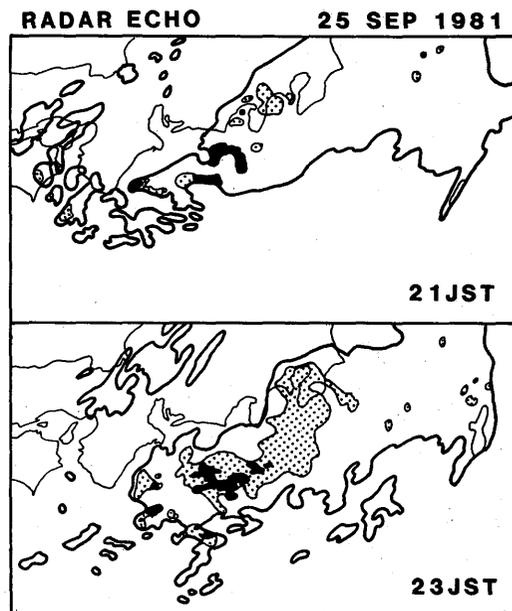


図4.4 1981年9月25日21、23時の富士山レーダによるレーダエコー。点影は4 mm/hr以上、黒くぬりつぶした部分は16 mm/hr以上のエコー域を示す。

mm~40 mmの強い雨が降っていた。この強雨は、北のものは、東進して平塚で22-23時の間に42 mmの雨を、南のものは南下して石廊崎で46 mmの雨を降らせている。今回解析するのは、北の方の、降雨セルである。この降雨セルは、順調に東進し、23-24時に横浜で43 mm、24-01時に東京湾岸で1時間20 mm以上、01-02時に房総半島北部に20 mm以上の強雨をもたらしている。この降雨セルが、順調に東進していることを考えると、このセルの通過時には、瞬時値としてはかなり強い雨が降ったと考えられる。

4.2.3 降雨セルのレーダエコーの時間変化

次にこの大雨をもたらした降雨セルのレーダエコーの時間変化を、筑波の5 cmレーダの観測により見てみよう。

図4.6は、35 dBZ以上のエコー域の時間変化を示したものである。21時13分には、3つのエコーセルが存在した。このセルはその後1つに併合し、発達しながら東北東進する。特に26日0時過ぎから急速に発達し、形は弧状になり、40 dBZ以上の領域も出現している。またエコーの南端は、低気圧性循環の存在を示唆する弧状になっている。その後、弧状を保ちながら、やや衰弱してさらに東進する。

図4.5の降雨分布と、この強エコーの位置を対比すると、このエコーが強雨もたらしたことがはっ

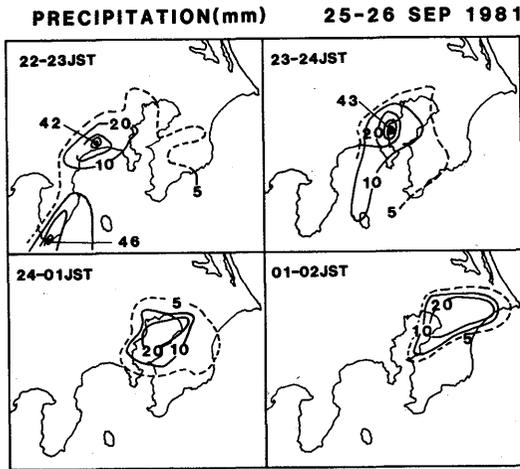


図 4.5 1981年9月25日22時から26日02時までの降雨量。等値線は5mmとその上は10mm間隔。

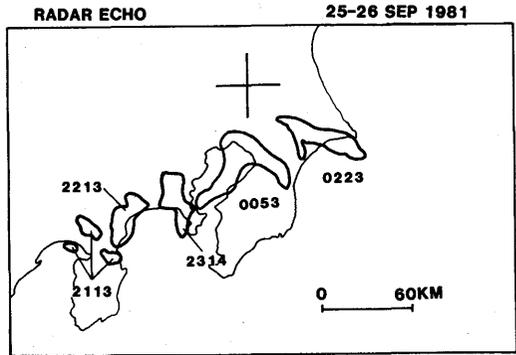


図 4.6 筑波の5cmレーダで観測した35dBZ以上のエコー域の時間変化。十字はレーダの位置、数字は観測時刻を示す。

きりわかる。22時頃には、このエコーの北東側に、北西から南東の走向を持った帯状エコーが存在するが、これによる雨は1時間5mm程度である。エコーの強さは同程なのに、雨量に違いが出た理由についてはあとで考察する。次に強雨を伴ったエコー付近の気流を見てみよう。

4.2.4 弧状エコー付近の気流

(1) 発達期～最盛期

9月25日23時49分から9月26日0時4分の8仰角の観測を合成した、高度2kmのレーダ反射強度とドップラー速度の分布を図4.7に示す（この図を含めて、以下の議論では最低仰角の観測時刻で、合成図の観測時刻を代表させる）。ドップラー速度は、レーダから遠ざかる方向を正としている。

強雨を伴うエコーは、筑波の南南西75km付近のエコーセルで、反射強度の極値は35dBZ以上になっている。このエコーセルの北側には弱エコー域が入り込んできている。この時のドップラー速度の特徴は、エコーの反射強度の極大域（以下コアという）の南西側に強風域が存在することである。この強風域は、 -19 m/s 以上の領域をとると長さ40kmにわたって存在し、その中に -21 m/s を越える極大域が4つ存在している。コアの付近では、ドップラー速度の勾配がやや大きくなっており、この北東側では風が -13 m/s とやや弱くなっている。これはコアに吹き込んだ気流の一部が、コア付近で上昇していることを示唆する。

(2) 最盛期

エコーの最盛期の9月26日0時58分の高度2kmのレーダ反射強度とドップラー速度の分布を図4.8に示す。反射強度の特徴として次の3点があげられる。(1)35dBZ以上の強エコー域の形が弧状である。(2)強エコー域の中心に40dBZを越える領域が出現し、エコーが発達している。(3)強エ

2349JST 25 SEP 1981

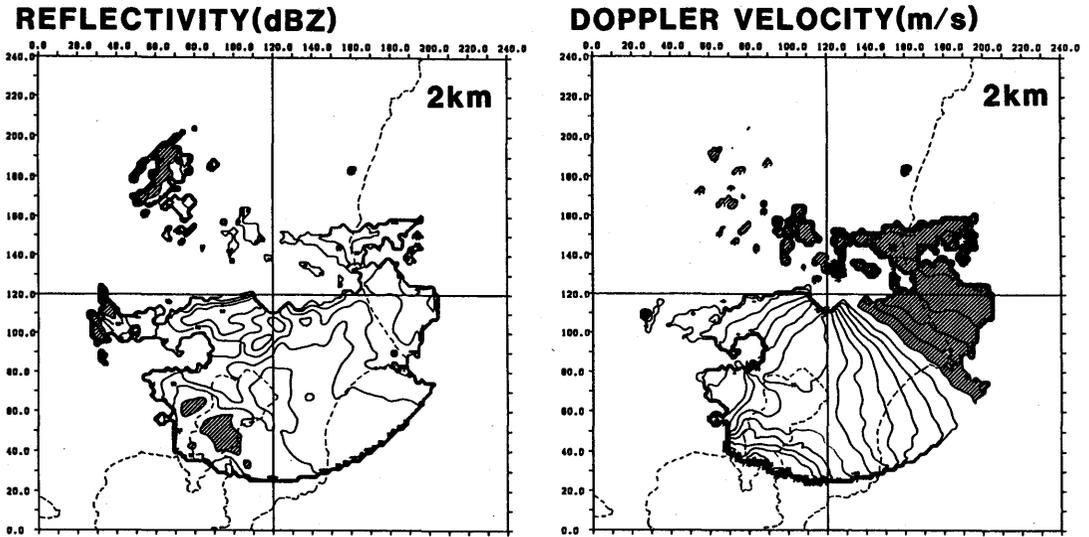


図 4. 7 1981年9月25日23時49分の高度2kmのレーダ反射強度とドップラー速度の分布。反射強度は10 dBZ から5 dB 間隔で、35 dBZ 以上の領域に斜影をつけた。ドップラー速度は±1 m/s から2 m/s 間隔で、正の領域に斜影をつけた。縦軸、横軸は距離 (km)。

0058JST 26SEP 1981

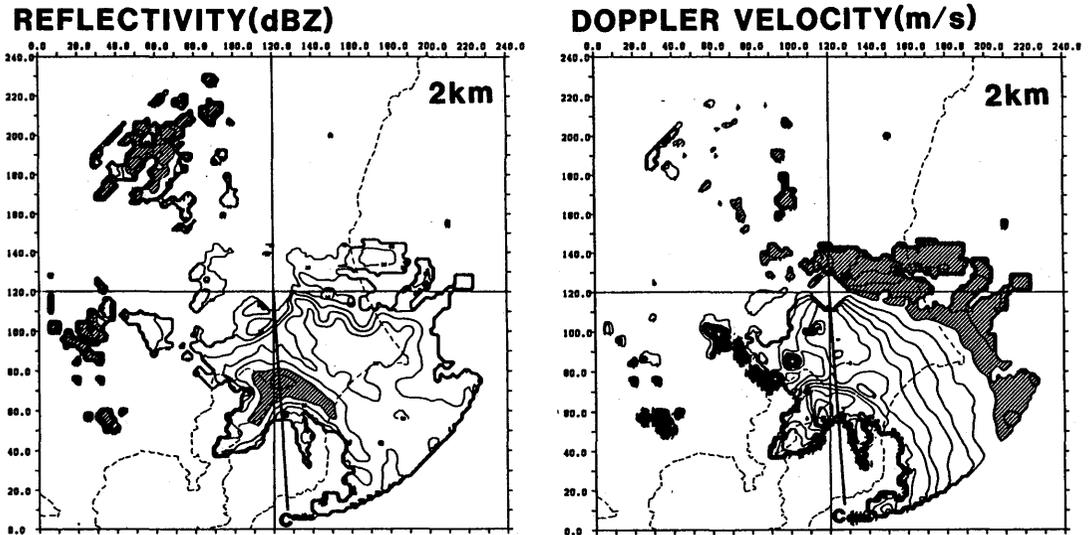


図 4. 8 図4.7と同じ。ただし9月26日0時58分。レーダ中心からCまで引いた直線は図4.12の断面の方向を示す。

コアの南のエコーのない領域が直径約 45 km の半円形になっている。

この時のドップラー速度分布をみると、4.2.4(1)と同様にコアの南に強風域が存在する。特にコアから南西と、南南東に枝のように伸びているエコー域で風が強く、南西に伸びた枝では -21 m/s の領域がある。この時の風向は大きな規模では南西であるから、この値は風がさらに強くなっていることを示唆する。また、コアの南の気流が強い南分を持っていることは、ここに低気圧性循環が存在することを示唆する。この事は、先に述べた、コアの南にエコーのない領域が半円形になっていることから推測される。

もう一つのドップラー速度分布の特徴は、コアの北側の弱風域の存在である。この弱風域は 23 時 49 分にも存在したが、この時には、さらにドップラー速度の勾配が大きくなっている。次に上空のドップラー速度のパターンを見てみよう。

同じ観測による高度 3、4、5、km のドップラー速度の分布を図 4.9 に示す。高度 3、4 km ではコアの南側にドップラー速度の極大が存在するパターンは、2 km と変わらない。顕著な特徴としては、高度 3 km の、コアの北側におけるドップラー速度の大きな勾配である。特にコアの南西では -21 m/s のドップラー速度が、コアを過ぎると -1 m/s より小さな値になっている。また大きな勾配は東西約 30 km の範囲に存在している。この弱風域の存在は、この領域において北からの気流が存在することを示唆する。ところが、高度 4 km になるともうこと弱風域は存在せず、高度 3 km 付近の狭い層で北側からの気流が存在したと考えられる。高度 5 km になると、強風域が大きく北上している。このことは、高度 4 km から 5 km の間で強風軸が大きく北に傾いていることを示している。以上の事実からこの時の気流は、次の様であったと考えられる。すなわち、コアの南からコアに吹き込んだ強い南分を持った空気は、あたかもエコーにさえぎられるかのように、エコーの南端から上昇する。この上昇流は高度 4 km から 5 km で大きく北に傾く。一方高度 3 km 付近では北側からコアに向って空気が流れ込んでくる。

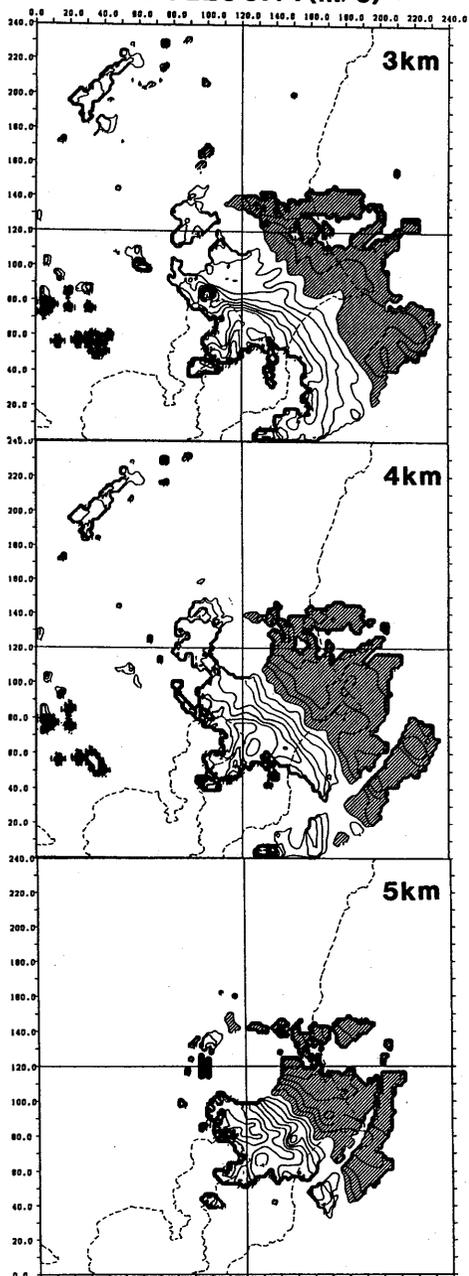
(3) 最盛期～衰弱期

図 4.10 に 26 日 2 時 28 分の高度 2 km のレーダ反射強度とドップラー速度の分布を示す。

反射強度の分布は、0 時 58 分に見られた弧状エコーは形がくずれて、北西から南東の走向を持つ線状エコーになっている。40 dBZ 以上の領域も小さくなっており、最盛期を過ぎたと考えられる。この時のドップラー速度分布を見ると、風速がかなり小さくなっているが、これは風向が南西なので、この方向の成分が小さくなるためである。この事を考慮すると、依然として、コアの南側には強風域が存在している。ところが、コアの西側に -7 m/s の領域が存在している。この事は、コアからの空気の流出を示す。これが高度 3、4 km になるとコアの南に正のドップラー速度が現われる(図 4.11)。特に高度 3 km では $+5$ m/s の風が存在する。しかも、コアの西には -5 m/s の風が吹いている。またコアの北には、ドップラー速度が正の領域が存在している。以上のことからコアの南から東にかけては発散場になっており、収束場はコアの西から北に移っていて、最盛期に見られたよう

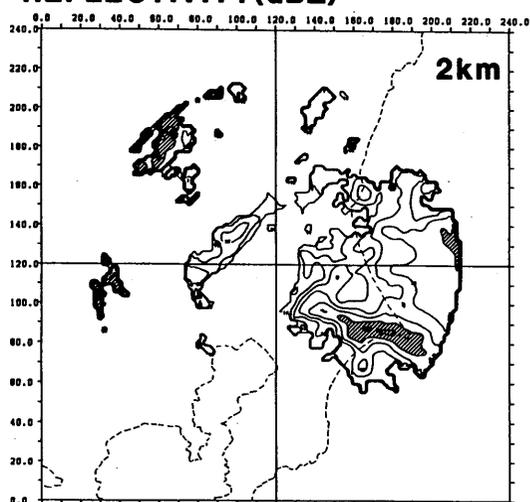
0058JST 26 SEP 1981

DOPPLER VELOCITY(m/s)



0228JST 26 SEP 1981

REFLECTIVITY(dBZ)



DOPPLER VELOCITY(m/s)

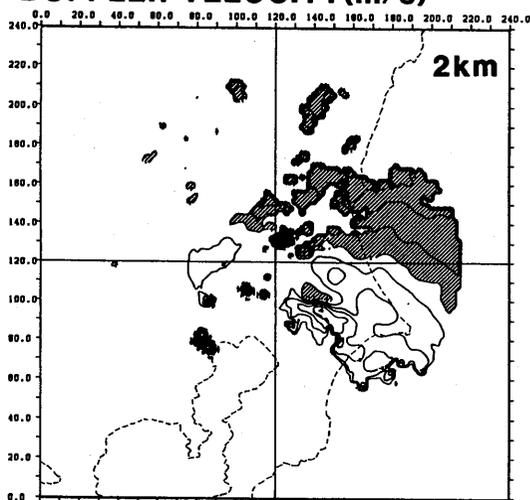


図4.10 図4.7と同じ。ただし9月26日2時28分。

図4.9 図4.7と同じ。ただし9月26日0時58分の高度3、4、5kmのドップラー速度。

0228JST 26 SEP 1981

DOPLER VELOCITY(m/s)

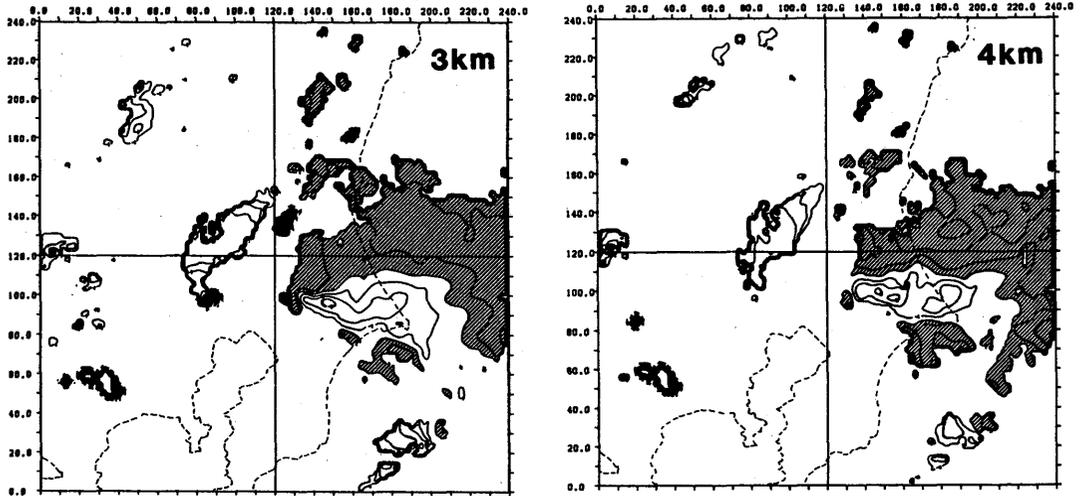


図 4.11 図 4.7と同じ。ただし9月26日2時28分の高度3、4 kmのドップラー速度。

なコアの南の収束域はなくなっている。

4.2.5 エコーの鉛直構造

図 4.8 で示したレーダ反射強度のコアを通る 178.5° の方向の断面を図 4.12 に示す。この図から、次の様なドップラー速度分布の特徴がわかる。(1)下層 1 km 付近の 60 km 以遠に、-20 m/s を越える強風域が存在する。(2)-15 m/s を越える傾いた強風域が、下層 1 km の 60 km 付近から 5 km の 40 km 付近にのびさらに大きく北に傾いて 6 km に達している。この傾いた強風域は傾いた上昇流の存在を示唆する。(3)-1 m/s より弱い弱風域が、高度 3 km の 20 km から、35 km にひろがっている。この弱風域から下層に向って傾いた弱風域がのびている。この弱風域は、傾いた下降流の存在を示唆する。

反射強度分布には次の特徴がある。(1) 10 dBZ で決めたエコー頂高度は約 6 km とあまり高くない。(2)反射強度のコアの南北の大きさは約 20 km ある。またコア内の反射強度は一様で、対流規模の構造は存在しない。(3)ドップラー速度の弱風域付近では、反射強度の鉛直方向の変化があまりない。

以上みてきたように、反射強度分布と、ドップラー速度分布をあわせると、強風軸は、40 dBZ のコアの下部南方約 10 km からコア北端上部を通してさらに上空にのびている。一方弱風域の軸はコアの北端中部からコアに入り、コアの中央下部に達している。以上の事から、4.2.4 (2)でも述べたように、南から強く流入した空気は、あたかもコア下部に、障害物があるかのようにして、その南で上昇している。空気が湿っていることを考えると (例えば 25 日 21 時の湿度は館山で 94%、勝浦で

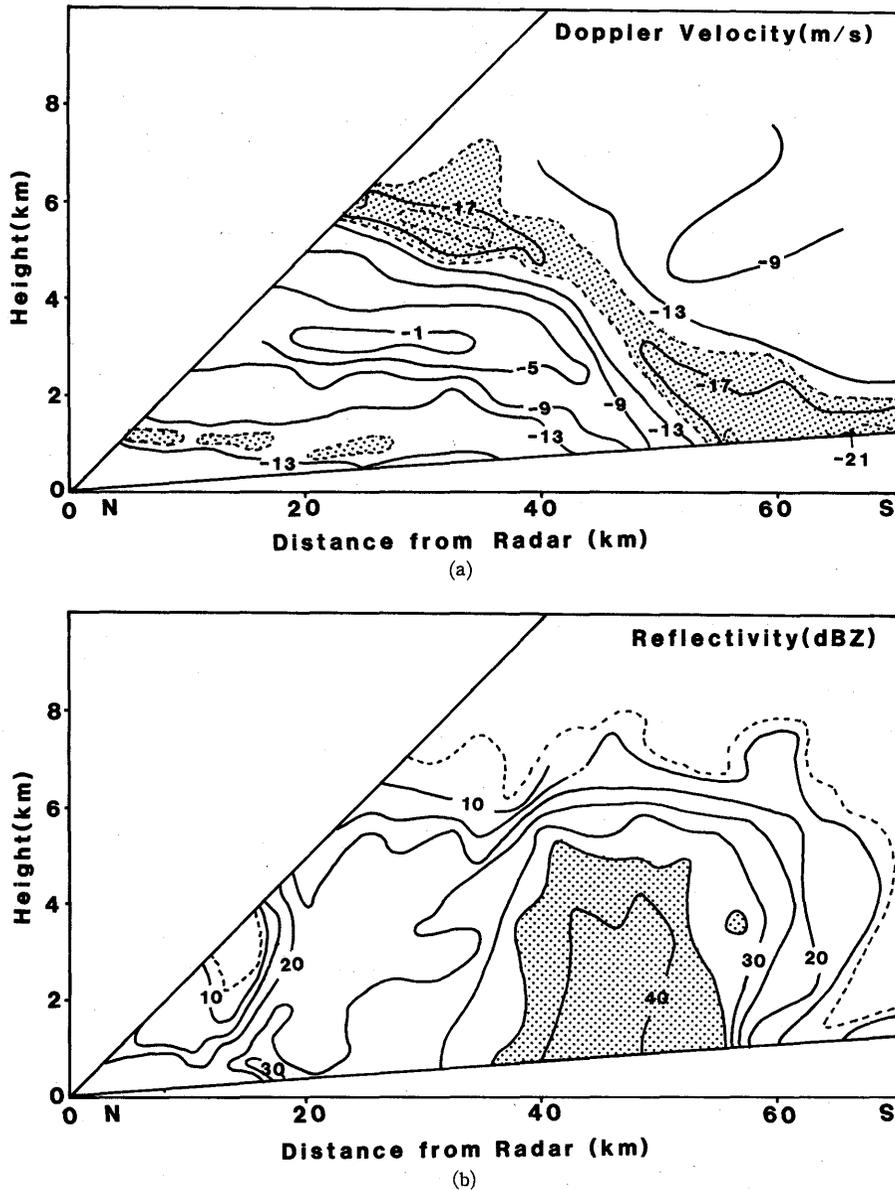


図 4.12 1981年9月26日0時58分の方角175.8°の方向の断面図(a)ドップラー速度の分布。-1m/sから4 m/s 間隔で、-15 m/s以下の領域に陰影をつけた。(b)レーダ反射強度の分布。10 dBZから5 dB 間隔で、35 dBZ以上の領域に陰影をつけた。破線はノイズレベルのエコーの存在する範囲を示す。

92%)、ここで水分が凝結し雨滴を生じ、この雨滴は、中層3 km付近で、北から入り込む下降流とともに地上に達し、強雨になったと考えられる。下降流域でも反射強度が弱くならないのは、北から流入してきた空気が湿っているため、あまり蒸発が起きなかった事によると考えられる(この事は、25日21時の700 hPaの天気図によると、東北地方北部まで3 km付近の空気が湿っていたこと

からも言える)。図4.12bでわかるように、このエコーはそれほど背の高いものではなかったが、このように効率良く水物質の循環が行なわれたために強雨になったと考えられる。

4.2.6 考 察

今回解析した強雨は、アメダスの観測データによると、25日18時から1時間に20~40mmの雨を降らせながら、時速30km前後で東~東北東進してきている。今回解析したのは、強雨を伴ったエコーの最盛期前後と考えられる。ここでは、このエコーと強雨を伴わないエコーとの比較、強雨の原因となった強い南分の風、強雨域の構造について考察する。

(1) 強雨を伴わないエコー系との比較

あまり強雨を伴わないエコーと、今回のエコーの比較を行なう。図4.13は、9月25日22時37分の高度2kmのレーダ反射強度と、ドップラー速度の分布である。レーダの南側に、北西から南東にのびる長さ100kmの30dBZ以上のエコー域がある。この中には、35dBZ以上のコアが3つ存在している。この線状エコーは、高度4km付近にブライトバンドが存在しているところから層状性のエコーと考えられる。この線状エコー付近のドップラー速度分布は、ほぼ一様な南西風が吹いていることを示しており、図4.8、4.9で見られたようなエコーの南の強風、北側の弱風というパターンは見られない。したがって線状エコーは、強い上昇、下降流を伴っていない事がわかる。線状エコーからは、反射強度から推定される雨と、同程度の雨が降っている。それに比べると、大雨をもたらしたエコーからは、反射強度から推定されるよりも強い雨が降った。この理由は、4.2.5で述べた効率のよい水物質の循環が行なわれたためと考えられる。

(2) 南よりの強風は何によってもたらされているか

2237JST 25 SEP 1981

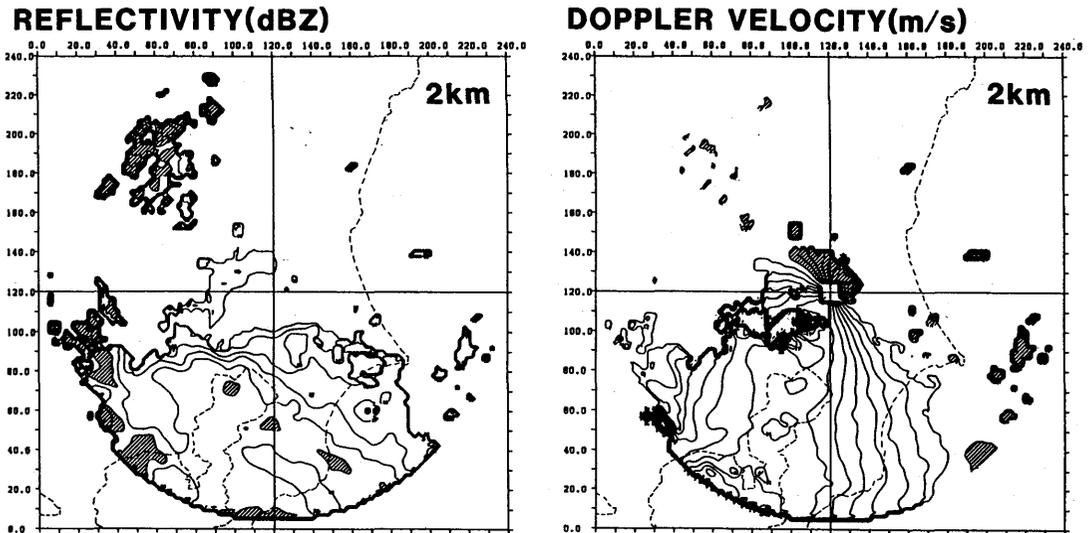


図 4.13 図4.7と同じ。ただし9月25日22時37分。

図4.8、4.9および図4.12から、強雨は南よりの強風が、北からの風にぶつかって上昇し、これにより生じた雨滴がその北からの下降流とともに地上に達したため発生したと考えられる。それではこの南よりの強い風の原因は何か次に調べる。図4.14は9月25日23時～26日2時のアメダスで観測された地上風の分布である。22時には、伊豆半島北部から、三浦半島にかけてシヤーラインが存在している(図省略)。23時には相模湾北部に弱い低気圧性の循環が存在する。この循環は、24時には横浜の南、26日1時には房総半島中部、2時には、千葉と木更津の間と、1時まではエコーの南西をエコーといっしょに移動しているが、2時にはエコーとこの循環は、はなれてしまっている。ドップラー速度の分布でも、26日0時58分には、エコーの南側に強風域は存在した。それが2時28分には、エコーの西に強風域が移っている。このように、強風域と、低気圧性循環は良い対応を示す。したがって、エコーの南西に、小さなじょう乱が存在し、この東側には南よりの強風が生じたと考えられる。

(3) 強雨域の構造

これまでの解析結果から、解析対象の強雨域の構造は、次の様に考えられる。

図4.8、4.9、4.12から、強雨を伴ったエコーの大きさは、東西30km、南北20kmであることがわかる。この大きさから、この強雨は、一つの対流雲より大きな組織によるものであると考えられる。図4.14では、地上の低気圧性循環が見られた。

図4.15に25日24時の地上気温分布、低気圧の位置、および低気圧性循環の中心位置を示す。こ

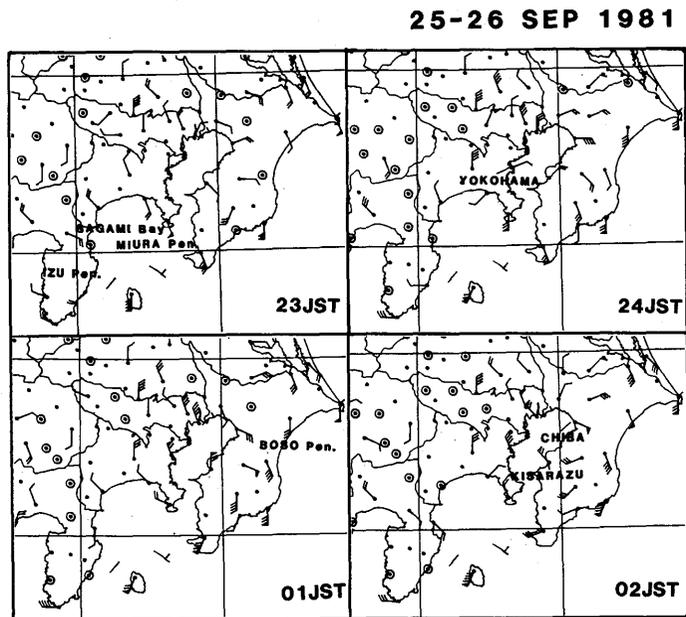


図 4. 14 1981年9月25日23時から9月26日02時までのアメダスによる風の分布。矢羽根の単位は1m/sで、太い矢羽根は5m/sをあらわす。

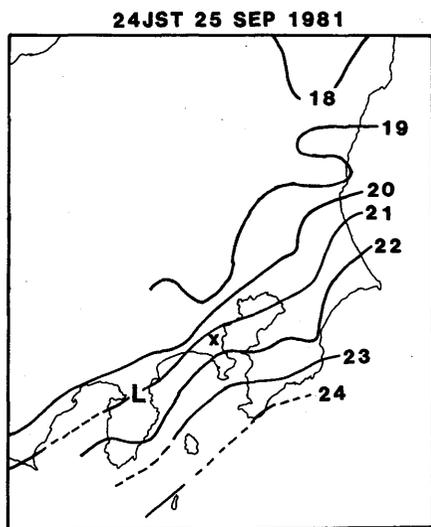


図 4.15 1981年9月25日24時の地上気温(°C)。Lは低気圧の位置、Xは低気圧性循環の中心を示す。気温は標高の比較的低い領域のみを示す。

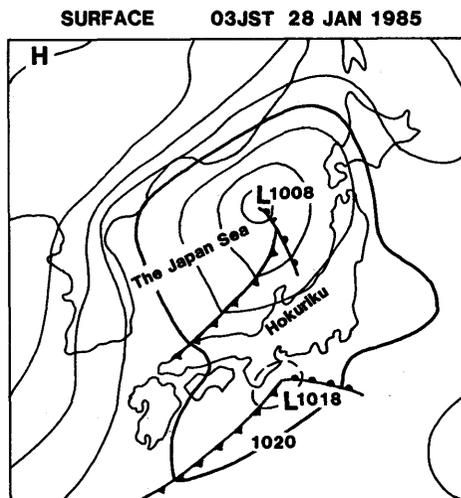


図 4.16 1985年1月28日3時の地上天気図。等圧線は4hPa間隔である。

の気温分布から、低気圧性循環が存在する付近には、北から冷たい空気が入り、また南から温かい空気が入って、温度傾度が大きくなっていることがわかる。温度傾度の大きい領域は、北東から、南西の走向を持っており、これが伊豆半島付近の低気圧からのびる前線帯であると考えられる。

以上の事から、解析対象の強雨は、前線帯付近に発生した小じょう乱によるものと考えられる。この小じょう乱に向って、南から温かい湿った空気が強く吹き込み、これが北の冷たい空気につつかり上昇し、強雨域を形成する。この強雨域内には、傾いた軸を持った上昇流とこれに相対する傾いた下降流が存在し(図 4.12)、上昇流によって生成された水物質は、上昇流を弱めることなく、下降流によって地上に運ばれる。このために、この強雨は長時間維持されている。

4.2.7 まとめ

東海道に発生した小さな低気圧の温暖前線付近に発生した、強雨域を解析した。この強雨域は、水平スケール約 100 km で、1 時間に 20~40 mm の降雨を伴っていた。この強雨をもたらしたエコーは筑波の 5 cm レーダの観測によると、はじめ団塊状であったが、最盛期には弧状になった。このエコー付近のドップラー速度分布の特徴は、エコーの南側に強風域が存在し、一方エコーの北側には弱風域が存在することである。このドップラー速度分布は、南からエコーに吹き込んだ風があたかもエコーにさえぎられるように上昇し、北からエコーに入り込む下降流が存在したことを示すと考えられる。上昇流、下降流の軸が傾いており、降雨は上昇流を弱めなかったため、長時間強雨域が維持された。

謝 辞

気象研究所青柳二郎博士、松浦和夫氏には、観測資料収集で協力頂きました。また富士山レーダの資料は東京管区气象台から提供していただきました。

4.3 冬期北陸地方西部で観測された寒冷前線降雨帯の構造*

4.3.1 総観場とエコーの状況

この寒冷前線は1985年1月27日から28日にかけて、日本海を東進したものである。金沢のドップラーレーダサイトには28日5時20分ごろに達している。

図4.16は28日03時の地上天気図である。日本海中部を発達中の低気圧が東北東に進んでいる。また太平洋側にも小さい低気圧があり東海沿岸沿いに東北東に急速に進んでいる。

これらに伴う雲域は北海道西部と本州中央部にある(図4.17)。しかしながら日本海の低気圧に伴う寒冷前線の雲は後に図4.21で見るとように高度3~4kmと低く上層の雲(T_{BB} が -40°C ~ -50°C)の下になっているため観測されていない。

レーダエコー合成図により寒冷前線エコーの変化を見る(図4.18)。28日03時には寒冷前線のエコーは能登半島のすぐ北西~10km付近に達している。幅は100kmくらいであるが、能登半島以北では10km程度と極端に細くなっている。これが現実であるか、レーダの探知能力(主にビームカット)による見かけ上のものであるかはわからない。能登半島北西部のエコーではその前方(南東端)にやや強いエコーがある。

28日04時になると寒冷前線のエコーは、直線状(幅~10km)の強いエコーとなる。このエコーは能登半島と佐渡島の間で折れ曲っている。線状エコーの強化と同時に能登半島西方のひろがったエコーの強度は低下した。特に線状エコーのすぐ後方は弱くなっている。西部の線状エコーの走向は 45° ~ 225° である。

05時には寒冷前線エコーは丹後半島から佐渡島まで約350kmをほぼ幅~20kmで直線状に伸びている。金沢付近では海上にありほぼ海岸線に接するようになっている。

06時には白山山系および新潟県の海上で線状エコーが見られるが、富山県内では存在がはっきりしない。しかしこれはレーダの探知能力のためで実際には上記二つの線状エコーは連続したものであると考えられる。

次に金沢周辺における寒冷前線降雨帯のふるまいを福井レーダのデータにより詳細に調べる。図4.19は3時30分から7時00分までの30分間隔のエコー分布である。3時30分には幅5~10kmの線状エコーがドップラーレーダの観測領域にさしかかっている。能登半島の北方と金沢の北西で線状エコーに折れ曲りがある。4時にはほぼ直線状になる。南東側に弱いエコーが拡がりはじめる。4時30分にはさらに接近し南東側のエコーは著しくひろがり、北西側にも一部ひろがり始めて

* 榑原 均：予報研究部、田畑 明・柳沢善次・石原正仁：台風研究部

GMS-III IR

03JST 28 JAN 1985

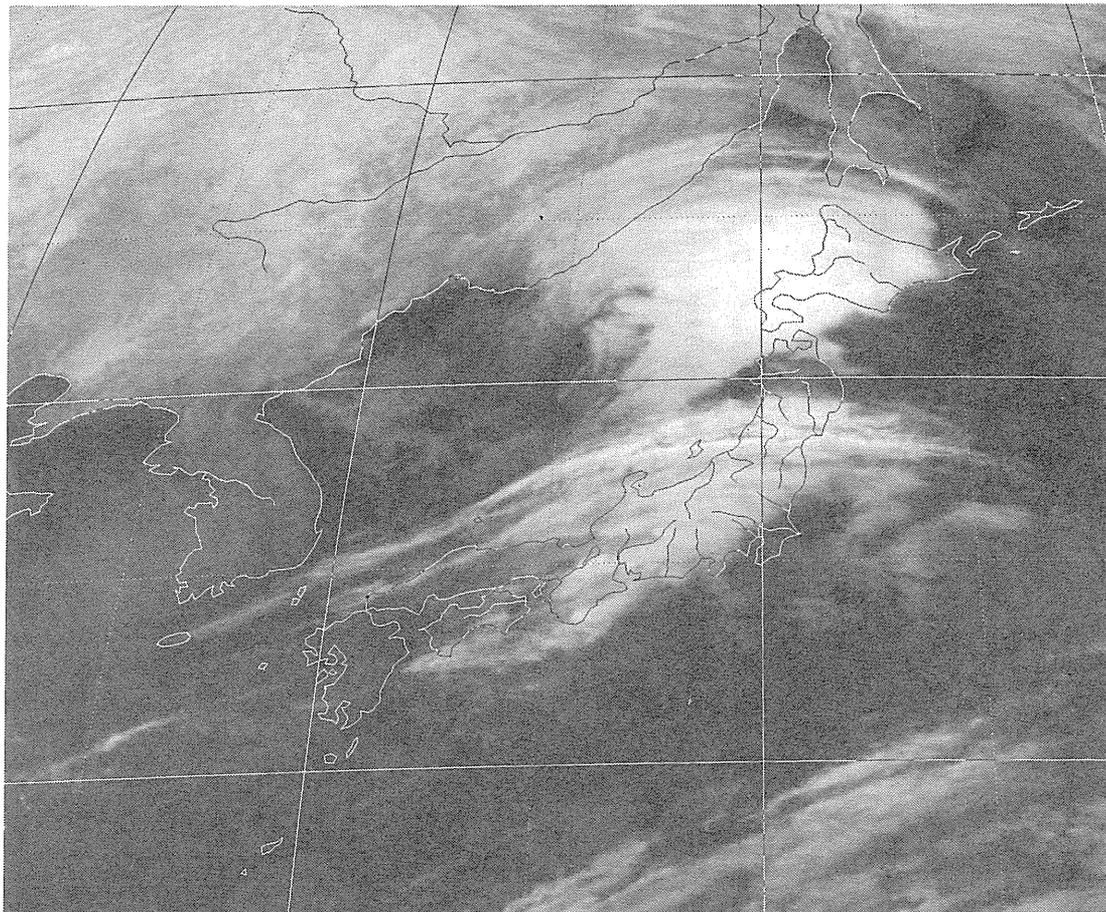


図 4. 17 1985 年 1 月 28 日 3 時の GM-III による赤外雲画像。

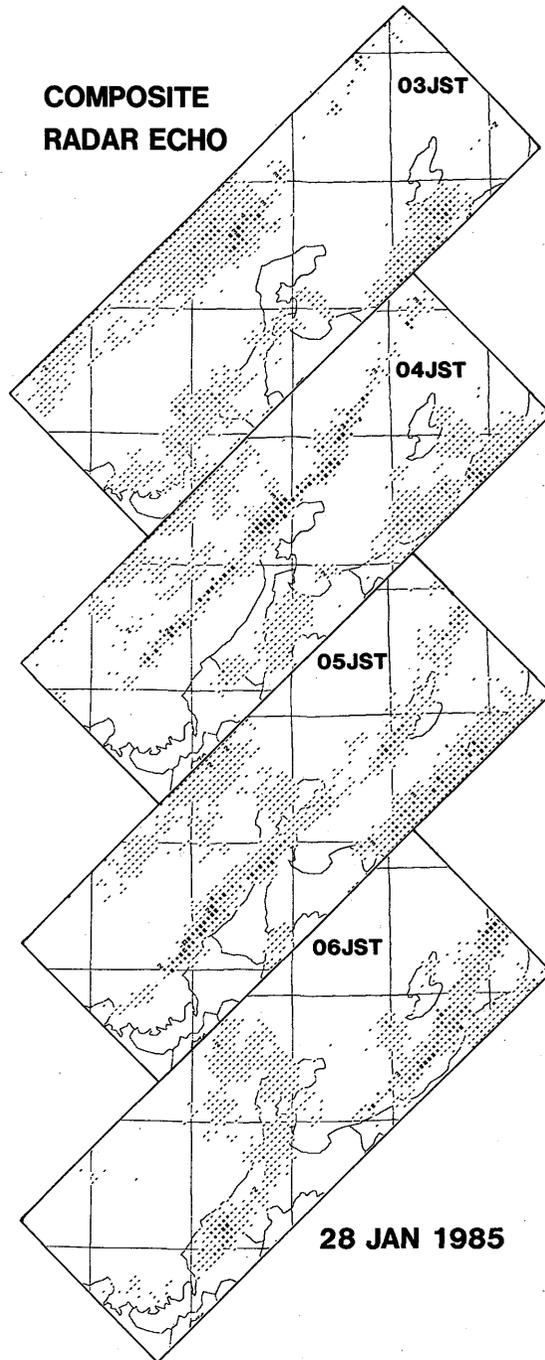


図 4. 18 1985年1月28日3時～6時の福井・新潟レーダによる合成エコー図。

RADAR ECHO 28 JAN 1985

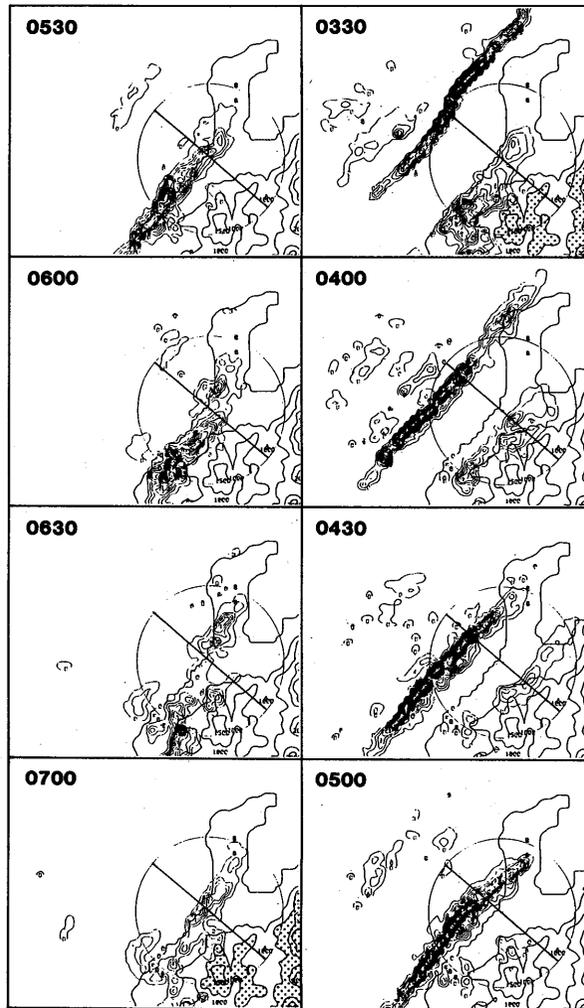


図 4.19 1985年1月28日3時30分～7時の金沢のドップラーレーダ観測領域(円内)付近のレーダエコー。福井レーダの仰角 1.0° のPPI観測による。等値線は降水強度に換算して 0.25 mm/hr ごとである。高度 $1,000\text{ m}$ 以上の領域に点影が施してある(3時30分と7時)。図4.21の断面の位置が直線で示されている。

いる。5時には両側にひろがり、降雨帯の幅は $\sim 30\text{ km}$ に達する。5時30分にはエコーの中心がほぼ海岸線上にある。6時以降寒冷前線のエコーは衰弱するが、このエコーの後面に北方からエコーがひろがり7時には再び海岸線沿いに線状エコーが形成されている。7時30分、8時にはさらに発達している(図省略)。線状エコーの両側へのエコーのひろがり、および寒冷前線エコー衰弱後の後面での新しい線状エコーの発達については後に考察する。

寒冷前線到来前後の金沢における高層観測の結果を図4.20に示す。28日02時30分にはまだ成

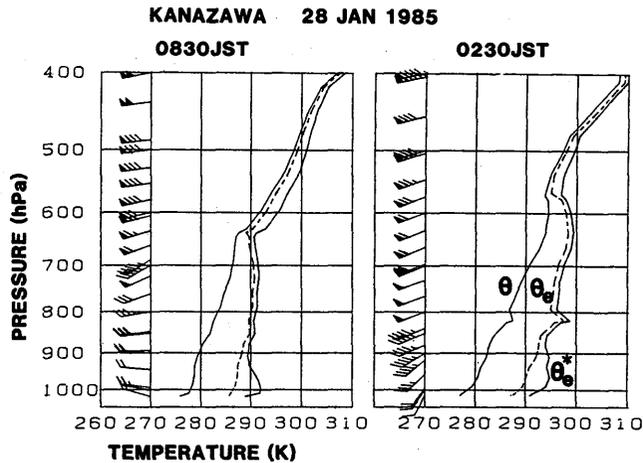


図 4. 20 1985年1月28日の金沢における寒冷前線通過前(2時30分)と通過後(8時30分)の温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の垂直分布。風の垂直分布も示してある。

層は絶対安定である。地表付近に $1\sim 2^\circ\text{C}$ だけより暖い空気が入っても成層が絶対安定であることには変りがない。 0°C 高度は $\sim 890\text{ hPa}$ である。一方寒冷前線通過後の 08 時 30 分では 2 時 30 分とくらべ 600 hPa 以下で $\sim 3^\circ\text{C}$ 低下している。 0°C 高度は $\sim 930\text{ hPa}$ に下っている。ところが寒気側では暖かい海面からの熱補給が大きくなるため、地表付近の気温はあまり下らず、結果として成層状態は湿潤中立に近くなっている。この状態は最下層に十分湿った空気がたまれば対流が起きうることを示している。これらの結果は寒冷前線付近の対流は強制対流であること、はるか後方に現れる対流は自由対流となっていることを示唆するものである。

4.3.2 寒冷前線降雨帯内の反射強度とドップラー速度分布

上述のようにこの寒冷前線は $45^\circ\text{--}225^\circ$ の走向を維持していた。そこでここではこの前線にほぼ直交する $310^\circ\text{--}130^\circ$ の垂直断面内の反射強度とドップラー速度分布を求め、それらの特徴および時間変化の特徴を調べる(図 4.21)。

図 4.21 a の反射強度の特徴として、以下の 4 点があげられる。(1)海上では寒冷前線降雨帯(幅 $\sim 20\text{ km}$) のほぼ中央にきわだって強く ($>30\text{ dBZe}$)、高さも高い ($\sim 3\text{ km}$) セル状のエコーがある。(2)寒冷前線降雨帯が海岸に近づくとその前後にひろがるエコーのうち、前方(南東側)の下層でエコーが強くなる。この水平方向にのびる強いエコーはブライドバンドである可能性が大きい。降雨帯の中心が海岸線 (310° 方向では $\sim 4\text{ km}$) 付近に達すると後方(北西側)のエコーの下層が強くなる。この時は前方のエコーが観測されていないが福井レーダの観測(図 4.19)は前方のエコーも強度が減少していないことを示している。(3)5 時 30 分から 6 時にかけて降雨帯の先端部は内陸部に進むが、エコー強度は山岳斜面のより急な 150° 方向ではより強く、より緩やかな 110° 方向ではより弱くなっている(図省略)。(4)5 時以降寒冷前線降雨帯の後方にあった弱いエコーは、寒冷前線降雨帯が

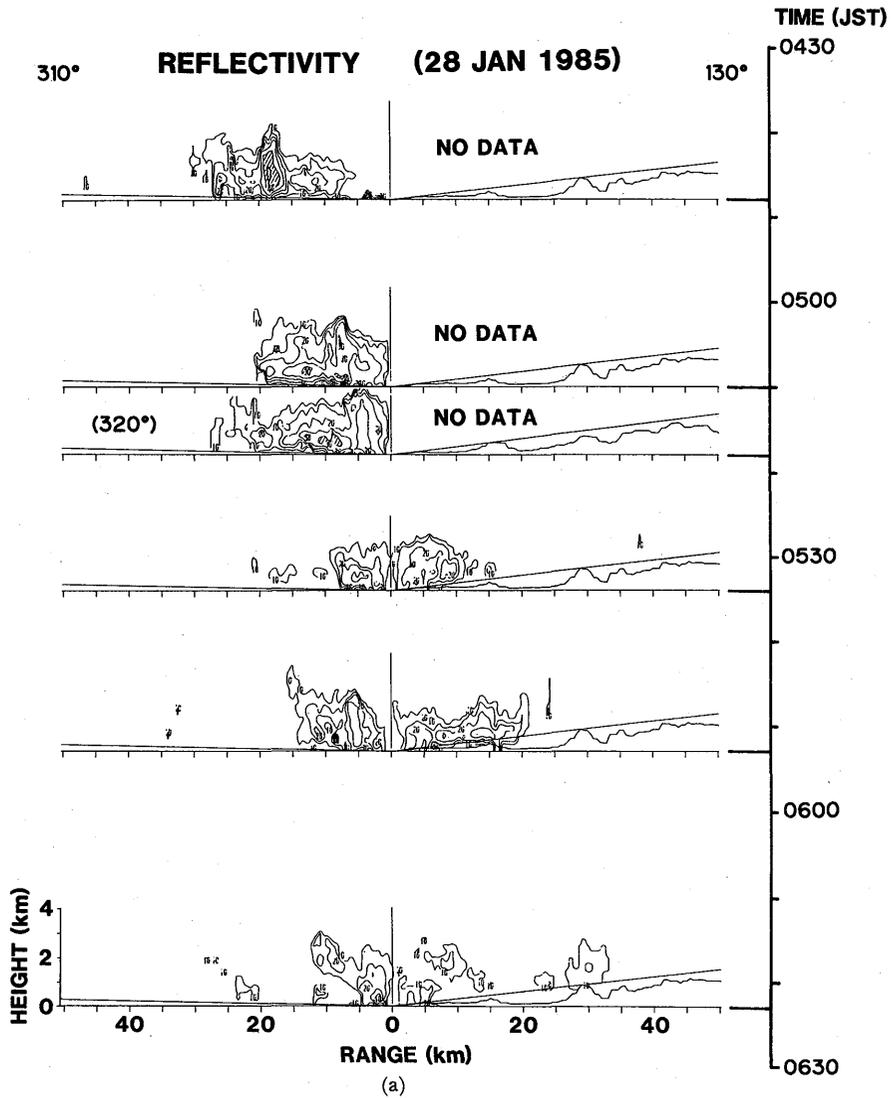
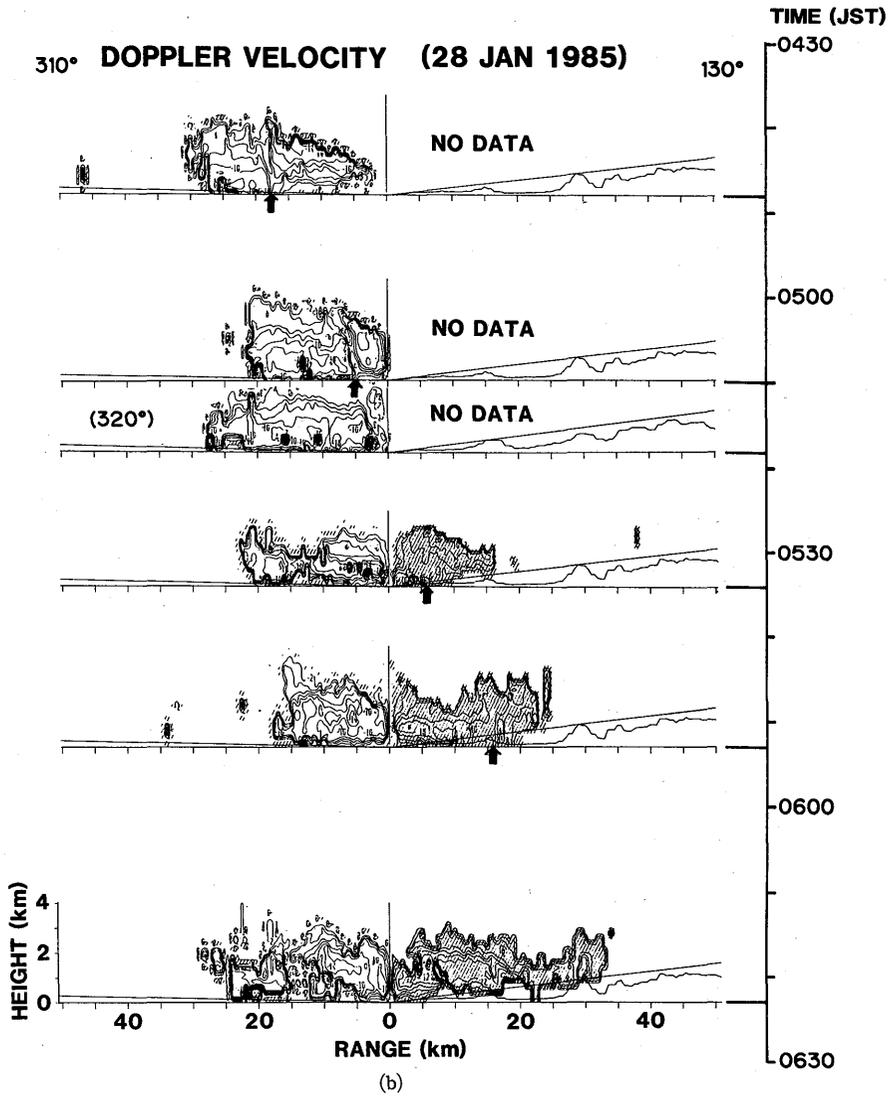


図 4. 21 寒冷前線降雨帯の走向にほぼ直交する垂直断面 (310°—130°) 内の(a)反射強度 (dBZe) と(b)ドップラー速度 (m/s) の分布。縦に時間軸がとってある。横軸はレーダからの距離である。反射強度の等値線は 5 dB 間隔で、30 dBZe 以上の領域に陰影がほどこしてある。ドップラー速度の等値線は 2 m/s 間隔で、レーダから遠ざかる成分の領域に陰影がほどこしてある。横軸上の太矢印は収束域の位置を示す。

上陸し衰弱すると同時に急激に発達する (これは 330° 方向でも見られ、またより弱い発達であるが 290° 方向でも見られる)。

次にドップラー速度分布を調べる (図 4.21 b)。まず海上における寒冷前線降雨帯の顕著な特徴はその中央部下層における強い収束である。約 3 km の間に前方の 2 ms^{-1} 以下の風が後方の 10~12



ms⁻¹の風に変っている。収束に換算すると $\sim -2.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ である。さらに上層 ($\geq 1.5 \text{ km}$) ではこれが逆転し、前方では 12 m/s 以上の強風、後方では 8 m/s 以下の弱風となっている。これは強い発散を意味する。これら下層収束、上層発散は上昇流の存在を意味する。上昇流は下層前方の空気 (暖気で、この断面内の速度は小さい) の後方への上昇すなわち弱風域の下層前方から上層後方への連続として認められる。この上昇流と強エコー域の位置を比較すると、上昇流は強エコー域の下層前方から上層中央に向っている。したがって強エコーは傾いた上昇流の下に比較的直立に近く立っている。

上層における強い発散は上昇流中で成長した降水粒子のうち落下速度の小さいものの前方および

後方への流出を意味する。これらの降水粒子はおそらく雪結晶であると考えられる。これらは落下し融解層直上で急速に凝集成長して雪片を形成し、融解層で融けて雨滴となる。この時の融解層が水平にひろがるブライツバンドとして観測されたものと思われる。実際、強い上昇流と対応している強いエコー域は地上にまで達しているにもかかわらず、水平にひろがった強エコー域は地上に達していない。このブライツバンドと思われる水平の強エコー域は海上では降雨帯の前方にまず発達する(特に290°、330°において顕著、図は省略)。そして降雨帯の中心が海岸線に達する頃から降雨帯後方にも水平の強エコーがあらわれた。しかしドップラー速度分布にこれに対応する変化は見出せない。ブライツバンドの存在は融解時の潜熱吸収による空気の冷却を意味する。この冷却の循環に対する効果についても後で考察する。

寒冷前線が山岳斜面に進入した時(5時53分)の反射強度に対する地形の影響はすでに図4.21aにおいて述べたように明らかであるが、福井レーダによるエコー分布(図4.19)はこれを更に明瞭に示していた。すなわち6時には西風の寒気が地形上昇する白山山系の北西斜面と南西風の暖気が白山山系にせき止められる白山山系西方でエコーが強くなっている。

この時のドップラー速度分布(5時53分)を見ると130°方向には1km付近に下降する強風域が見られる。これは図4.19で見られる、ドップラーレーダの北西方のエコー上部から吹き出てくるものである。この強風域の先端には海上で見られたのと同じような下層の収束が観測される。ここで反射強度はやや強くなっている。ドップラー速度の方位方向の変化(図省略)からこの強風の風向は $\sim 260^\circ$ であることがわかる。同様にその前方の弱風は $\sim 245^\circ$ であった(これは後述の金沢の風の変化とよく一致する)。この風は白山山系の北西斜面を乗り越えて富山平野に下降する。先に 110° 方向の内陸部のエコー強度は弱いことを述べたが、このように寒気地形による強制上昇もなく、暖気も山越えをしてきているためと考えられる。

4.3.3 寒冷前線降雨帯通過時の気象要素の変化

図4.21から明らかなように下層風のシアラインは28日5時20分ごろレーダサイトに達している。図4.22は寒冷前線降雨帯通過前後の地上の風向、風速、気温、露点温度、気圧の変化を示す。4時ごろから南西の風が強くなり、4時30分～5時ごろは平均 ~ 9 m/sの風が吹いている。5時から5時20分にかけては風向が南西から西北西にかわり、風速は7～8 m/sである。5時20分には風速が7～8 m/s急増し14～15 m/sとなる(瞬間最大風速は16.8 m/s)。5時20分以降は6時30分まで風向は逆転をつづけ南西にもどる。これはレーダの北方で発達する対流性エコー(図4.19参照)と関係があるものと思われる。また風速もしだいに減少し8 m/sにまで弱くなる。

気温は4時から5時15分まで上昇を続け、 $\sim 1.2^\circ\text{C}$ の昇温をし 4.7°C に達している。露点温度は4時20分より5時20分まで上昇をつづけ、 $\sim 2.5^\circ\text{C}$ 上昇し 3.0°C に達している。これは寒冷前線前面下層に南西風により比較的暖かく湿った空気が入ったことを示している。気温はその後 3.4°C まで下った(1.3°C の低下)後 4.1°C まで上昇している。露点温度は 1.8°C まで急激に低下した(1.3°C の

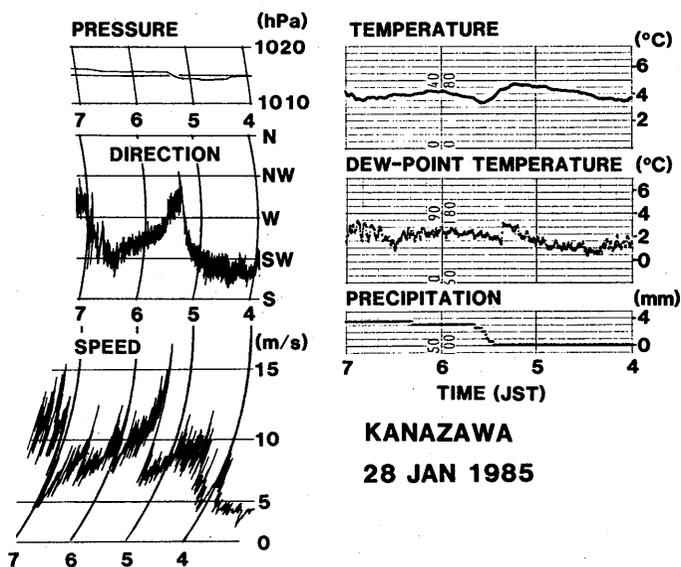


図 4. 22 1985年1月28日4時～7時のドップラーレーダサイトにおける気象要素の変化。

低下) 後 2.6°Cまで再び上昇している。降雨は5時25分から40分までの15分間に3 mmと集中している。これは図4.21 aで見られた収束域直上の強く背の高いセル状エコーに対応すると考えられる。この寒冷前線では気温、露点温度とも上昇するのは寒冷前線直前においてだけであり、しかも通過後の温度低下が小さい。これは図4.20の説明のところでも触れたように気団変質の大きい海上における寒冷前線の特徴であると考えられる。

気圧は27日午前中より単調に低下をつづけたが、28日4時25分よりごくゆるやかな上昇に転じた。そして5時15分から25分にかけて気圧が~1 hPa 上昇し、寒冷前線が通過したことを示している。その後は再びゆるやかな上昇となった。

4.3.4 考 察

ここでは寒冷前線降雨帯のふるまいについての以下の三つの疑問点について考察する。(1)なぜ海岸線に近づいた時に発達したか。(2)この時の降雨帯前方および後方における蒸発および融解による潜熱吸収が循環にどう影響するか。(3)寒冷前線降雨帯が内陸で衰弱した時、海岸線付近のエコーはなぜ発達したのか。

まず、この寒冷前線降雨帯が北陸西部の海岸線に近づいた時に発達した理由について考える。ここで「発達」と呼んでいるのは幅が狭く強い線状エコーの両側に弱いエコーがひろがった現象を指す。これは図4.19から明らかのように長さ100 km以上にわたって同時に起きている。このことはこの発達が中規模で非常によく組織化された現象であることを示している。発達の原因として考えられるのは白山山系の影響である。4.3.2で示したように、この寒冷前線降雨帯に下層で収束する暖

気の厚さは～1 km である。図4.19の3時30分と7時の図には高度1 km以上の地域に点影が施してある。これを見ると寒冷前線の前方を南西から流れてくる下層の暖気に対して白山山系がいかに障害となり、その西側へ迂回させているかがよくわかる。寒冷前線の接近とともに白山山系の西～北では迂回する空気による下層収束が大きくなり、降雨帯が発達したものと考えられる。寒冷前線が更に白山山系に接近すると、北東方への暖気の流入が断たれ、次第に衰弱する(5時30分以降)。

次に降雨帯発達時(4時30分～5時頃)の降雨帯の前方および後方における蒸発および融解による潜熱吸収が循環に与える影響について考える。降雨帯発達時には降雨帯中央の上昇流域で生じた降水粒子のうちの落下速度の小さいものが遠くまで流れ出している。これら降水粒子が上昇流域で成長した時は凝結および凍結時に潜熱を放出している。そして上昇流よりはるか離れたところで蒸発および融解により潜熱を吸収する。これにより水平温度傾度が強まっていることがわかる。他方仮想的な場合として、降水粒子の流出がなく上昇流中を落下する場合を考える。この時は上昇流中では凍結と融解による潜熱の放出と吸収が相殺する。また雲層では蒸発は起きない。したがって水平温度傾度は流出のある場合に比べて小さい。このように流出により上昇流より離れた場所で起る融解と蒸発は水平温度傾度の増大を通して循環を更に発達させる傾向がある。

最後に寒冷前線降雨帯が5時30分以降内陸で衰弱した時に、風上側海岸線付近のエコーが発達した理由を考える。寒冷前線降雨帯が6時に白山山系の北方で衰弱してしまったのはすでに4.3.2で示したように前方下層の暖気が白山山系でせき止められたことと地形性上昇の効果もなかったためと考えられる。他方寒冷前線の寒気側は暖かい海上では成層が不安定になりやすい(図4.20参照)。寒冷前線通過直後は寒気の流入も十分ではなく不安定はそれほど大きくないと考えられる。しかしながら、内陸側における寒冷前線降雨帯が下降消滅する時の上層収束、下層発散はその両側に弱い上昇流をひきおこしたであろう。大気成層のより不安定な寒気側でこの上昇流がひき金となり新しい対流を発生させたと考えられる。

4.3.5 まとめ

日本海中部を発達しながら東北東進しつつある低気圧に伴う寒冷前線の降雨帯を解析した。この寒冷前線降雨帯は幅10～20 kmで長さは直線状の部分だけで350 kmあった。北陸西部では降雨帯の走向は海岸線の走向とほぼ一致していた。降雨帯は海岸に近づくにつれ発達し前方と後方にひろがった。これは白山山系を迂回する下層の流れのためと考えられた。

ドップラーレーダで観測された降雨帯はすでに前方にひろがりはじめていた。降雨帯の走向にほぼ直交する断面内では下層における収束と上層における発散が極めて明瞭に見られた。またこれに伴う上昇流も弱風域として見出された。降雨帯中央の高く強いセル状エコーはこの上昇流と対応していた。この上昇流域で成長した降水粒子のうち落下速度の小さい雪結晶は上層で前方および後方へ流出し、そこで融解あるいは蒸発する。この融解あるいは蒸発による潜熱の吸収が降雨帯の循環を強めることが示された。

寒冷前線降雨帯は山岳部に入ると暖気の流入がなくなるため弱くなるが、前方の空気と寒気との間の収束という特徴的構造は山側 20 km 付近まで見られる。

寒冷前線降雨帯通過時の地上気象要素の変化で特徴的なのは気温低下の少ないことである。最大でも 1.3°C の低下である。これは暖かい海面から熱補給をうけつつある寒冷前線の特徴と考えられる。またこのことは寒冷前線通過後間もなく寒気側に対流エコーが発生する原因となった。

謝 辞

金沢における寒冷前線降雨帯の観測は科学技術振興調整費「局所的短時間降雪予測技術の開発」によるものである。観測にあたり農林水産省北陸農政局河北潟干拓建設事業所、気象庁東京管区气象台、金沢地方气象台には多くの便宜をはかって頂きました。また、仙台、東京、大阪各管区气象台管内の関係気象官署および気象衛星センターには観測および資料収集で御協力頂きました。

参 考 文 献

- Nozumi, Y. and H. Arakawa, 1968: Prefrontal rainbands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean. *J. Geophys. Res.*, **73**, 487-492.
- Sakakibara, H., 1983: Meso- and small-scale structures of a cold-frontal precipitation system affected by a small low and mesoscale orography. *Pap. Meteor. Geophys.*, **34**, 61-73.