

# 寒冷前線に伴う熱界雷の中央日本における解析\*

山川 修 治\*\*

## 要旨

夏季, 中央日本を通過する寒冷前線の消長を, 特に熱界雷の発生機構に着目して解析した. 本事例の場合, 寒冷前線に伴う総観規模の暖域側の下層風が弱く, 850 mb 面より下層の大気が日射により加熱され不安定化するとともに, 松本付近に熱的原因によると思われる中規模の低気圧が発生し, 関東平野北部には東ないし南東方より湿潤な気塊の移流がある. この水蒸気が, 前線の南下に先立って関東山地・足尾山地などで発生した雷雲のエネルギー源と考えられる. 前線が中部山岳地域以北にある時の主要な降雨域は, 前線の北西側数 10 km ないし 100 km 程度に位置している. 前線は暖域内の収束域に吸い込まれるように, 一時南下速度を増す. そして, 前線に伴う積雲は熱的原因による雷雲とカップリングして非常に発達する. しかし, 全体的に見て積雲は分散状態となり, 関東地方の降雨域は北西部に限定される.

## 1. はじめに

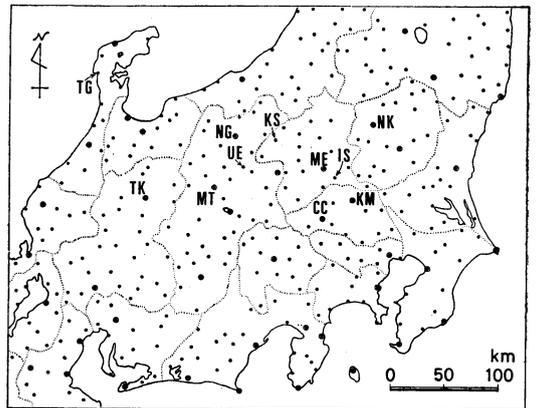
日本における寒冷前線性降水の総観気候学的な研究によって, 夏季の降水は特異な分布を示すことと, それが熱界雷の発生に起因することがある程度理解された(山川, 1980). その中央日本における発生機構を典型的事例の解析を通して明らかにすることが本稿の目的である. 資料としては, 気象観測日簿, AMeDAS, 自記紙, レーダーエコーのスケッチ図, Aerological Data of Japan などを用いた. 1977年8月5日に中央日本を通過した寒冷前線を対象として事例解析を行った. 第2章で日本列島スケールにおいて概観し, 第3章では中央日本におけるメソ解析の結果を述べる. そして, 第4章で本事例の位置づけを行う. 第3章中に出てくる図の観測点をあらかじめここで明らかにしておきたい(第1図).

## 2. 日本列島スケールでの概観

第2図は本事例の総観場の気圧配置と気団の特性を概観するために, 8月5日09時の850 mb 面における高度・相当温位(以下  $\theta_e$  と記す)・風向風速を示したものである. 北海道西方にある低気圧から南南西に寒冷前線が伸び九州北部に達している. 前線沿いの  $\theta_e$  の傾度

が大きく, 日本海上では約  $10^\circ\text{K}/100\text{ km}$  の勾配を示す. 前線の南縁には  $350^\circ\text{K}$  を越える暖湿気団が, 東シナ海の  $30^\circ\text{N}$  付近から舌状に流入している. しかし, このような場合に南西風が強まりやすい日本海沿岸の地域でも, 風速は高々  $15\text{ m/sec}$  程度に留まっている.

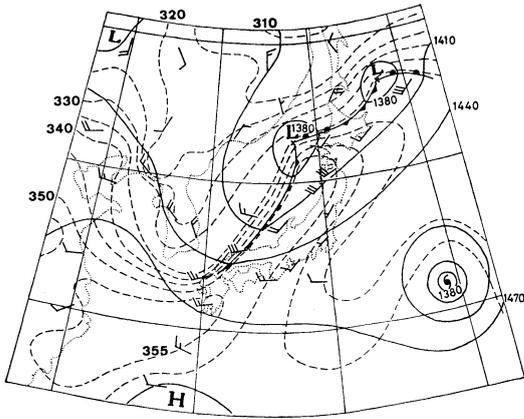
850 mb 面における北海道西方の低気圧に対応する地



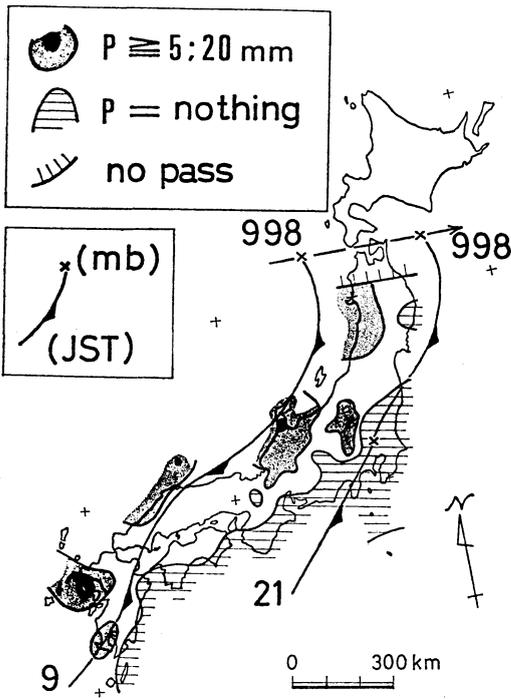
第1図 観測地点の分布. ●は気象官署, •は AMeDAS を示す. 前者は第4, 5, 7, 8図に, 後者は第6, 7, 8図に使用した. NK: 日光, KS: 草津, ME: 前橋, IS: 伊勢崎, KM: 熊谷, CC: 秩父, NG: 長野, UE: 上田, MT: 松本, TK: 高山, TG: 富来(第3章に出てくる地点を記した).

\* Analyses of the heat-frontal thunderstorm accompanied by a cold front in Central Japan.

\*\* Shuji Yamakawa, 東京都立大学地理学教室大学院  
—1980年6月18日受領—  
—1980年8月4日受理—



第2図 850 mb 面天気図 (1977年 8月 5日 09時).  
実線は等高線 (gpm), 破線は相当温度 ( $^{\circ}\text{K}$ ) を示す. 風速は国際式.

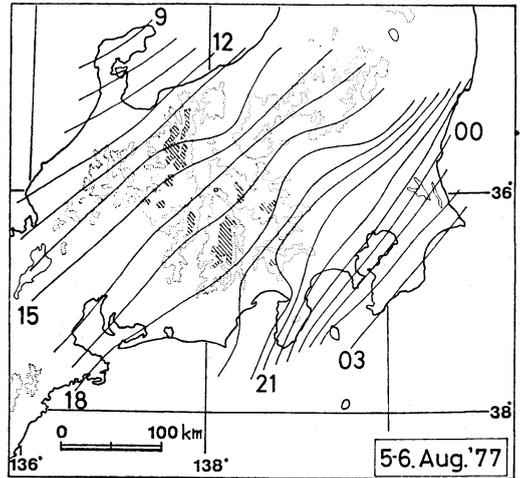


第3図 日本列島スケールでみた寒冷前線性降水 ( $P$ ) の分布 (1977年 8月 5日). no pass とは, 気象台・測候所の風向の時系列変化から寒冷前線の通過が認められない地域のほかに, 降水の時系列調査により,  $P$  が他の降水 (低気圧中心付近の降水など) と識別不可能な地域をも含めている.

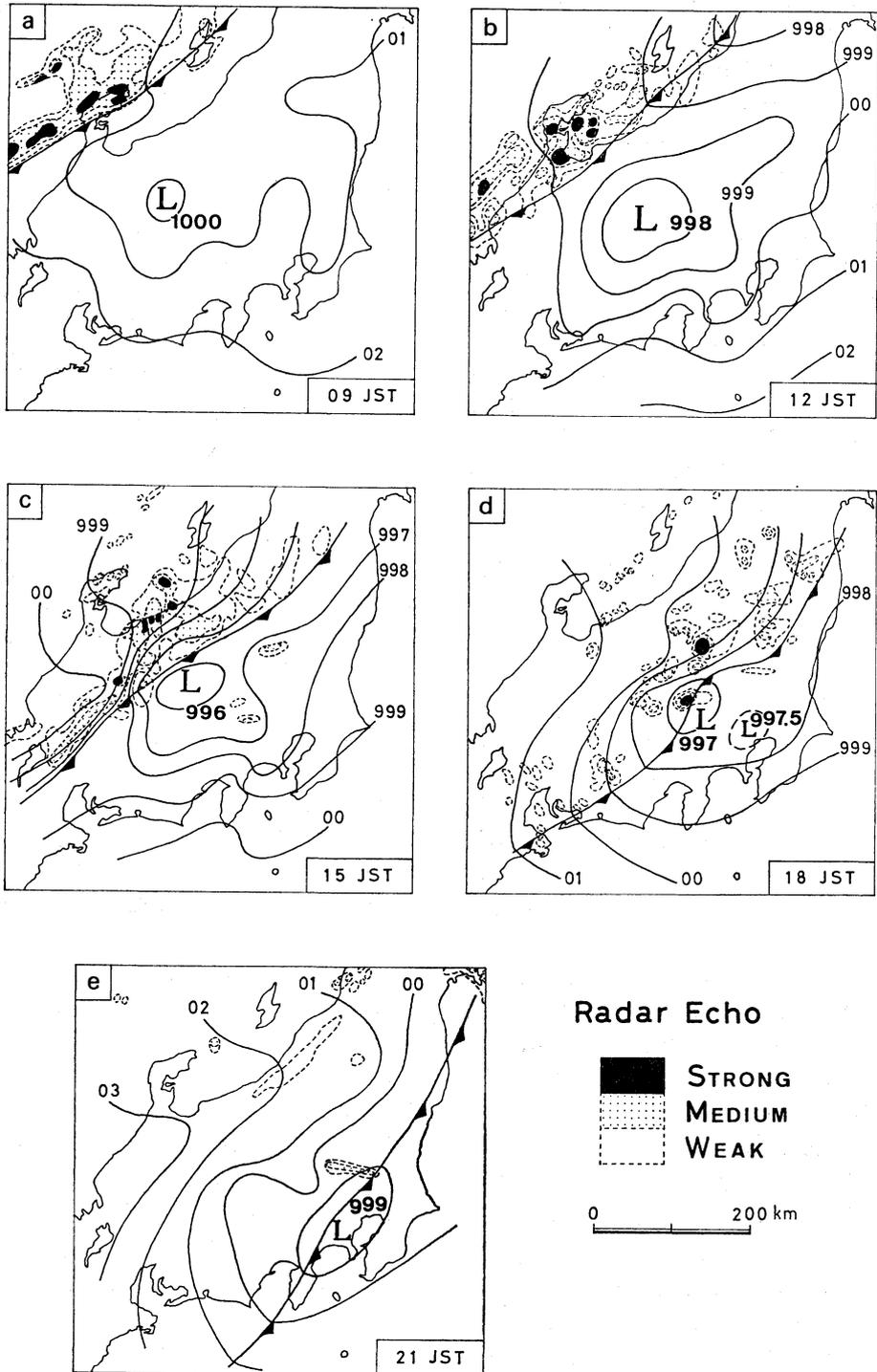
上の低気圧 (998 mb) は, 津軽海峡付近を通過した. 第3図は, 地上の低気圧・前線の位置 (09時と 21 時), 及び寒冷前線性と認められる降水を, 気象台・測候所の観測網で調べ図示したものである. 大まかに見て, 日本海や東シナ海に面する地域で 5 mm 以上の所が多く, 一部で 20 mm に達しているのに対して, 太平洋側の大部分は無降水であるが, 関東地方北西部方面で 5 mm 以上の極大域が特徴的な位置を占めている. 寒冷前線通過時に無降水の確率が高い太平洋側地域の中で, 夏季に寒冷前線性降水が比較的出現しやすくなる地域があり, 他の事例 (例えば, 1974年 7月 30日, 1975年 7月 17日) においても, 本事例と類似性のある降水分布パターンを呈している. このような観点から, 本事例は夏季の典型例と考えられる. 降水量の分布と前線との関係などについての詳細は次章で述べる.

3. 中央日本におけるメソ解析

中央日本の各気象官署における各種気象要素の自記紙を調査し, 主として風向の急変, 従として気温・露点・風速の変化に基づいて, 寒冷前線の通過時刻を求め図示したのが第4図である. 前線が北陸地方から飛騨山脈にさしかかるまでの平均移動速度は約 25 km/h であるが, 関東地方北部や東海地方に入るまでの速度は一時的に 50 km/h に達している. しかし, 関東平野に入ってから, 暖湿気団の残留によって, 南下が非常に遅くなっている. 中部山岳地域において前線の南下が速まる傾向を



第4図 寒冷前線の通過時刻. 等高線 (点線) は 1000 m 間隔で, 斜線部分は 2000 m 以上.



第5図 気圧とレーダーエコーの分布 (1977年8月5日, 3時間ごと).

持つことは、熱界雷の発生しやすい夏を中心とした暖候期特有の現象と思われる。

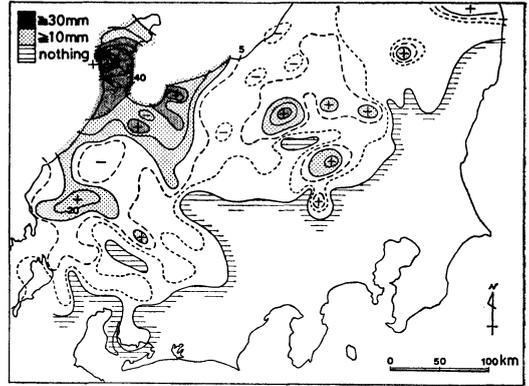
次に、3時間ごとの気圧とレーダーエコーのパターン（富士山・福井・新潟・名古屋・東京の各レーダーのスケッチ図より合成）を第5図に示した。気圧は海面更正値を用いたが、原田（1979）が実測値に基づき指摘しているように、補正の問題がある。また、レーダーエコーに関しては、舟田・岡村（1978）がモデルを用いて指摘したように、山かげの問題がある。しかしながら、両者はそれぞれ風系・降水の原因として重要であるので、誤差を認めつつ変化の様子を調べることにした。

5日09時（第5図、a）には前線はまだ能登半島にさしかかったばかりであるが、既に松本付近に熱的低気圧（1000 mb）が発生している。エコーは前線の北側に沿ってかなり規則正しく配列している。10分間隔のシネ写真から求めた結果によると、エコー要素は平均して250°の方向から55 km/hの速度で移動していた（中井・横山，1979）。12時（b）になると、前線は日本海沿岸まで南下し、エコーは能登半島付近でやや塊状を呈し始めた。徐々に発達した低気圧は、15時（c）には996 mbにまで達した。その近傍まで南下した前線に伴うエコーは、Mレベル以上のものが減少傾向を示し、一方、面積は小さいが足尾山地と関東山地に雷雲の発生している点が注目される。前線が南下速度を増して山岳地帯を通過するうちに、18時（d）に見られるようなエコーの分散が進むが、局地的には前線に伴う積雲と熱的原因による積雲がカップリングして非常に発達し、特に19時頃には、前橋付近に雲頂高度約16 kmの巨大な雷雲も認められた。

熱的低気圧は前線が接近するまではほぼ停滞し、前線とともに、つまり波動性低気圧となって衰弱しながら移動し、21時（e）には関東地方南部へ達した。なお、18時頃一時的に現れた東京付近の小低気圧は、熱的低気圧の一部が移動してきたものように見える。

さらに詳細な解析を進める必要があるが、その前に本事例の寒冷前線と熱界雷による降水の総量を明らかにしておきたい。第6図はその分布を示したものである。これは約400の AMeDAS 観測点の毎時間の値に基づいているが、降水の有無については、甲種・乙種の観測所における5日09時から6日09時までの日降水量により代用して表した。なお、降水開始から終了までの総量と日降水量の差は、この場合ほとんど無い。

能登半島の富来では80 mm（対象地域内で最高）を

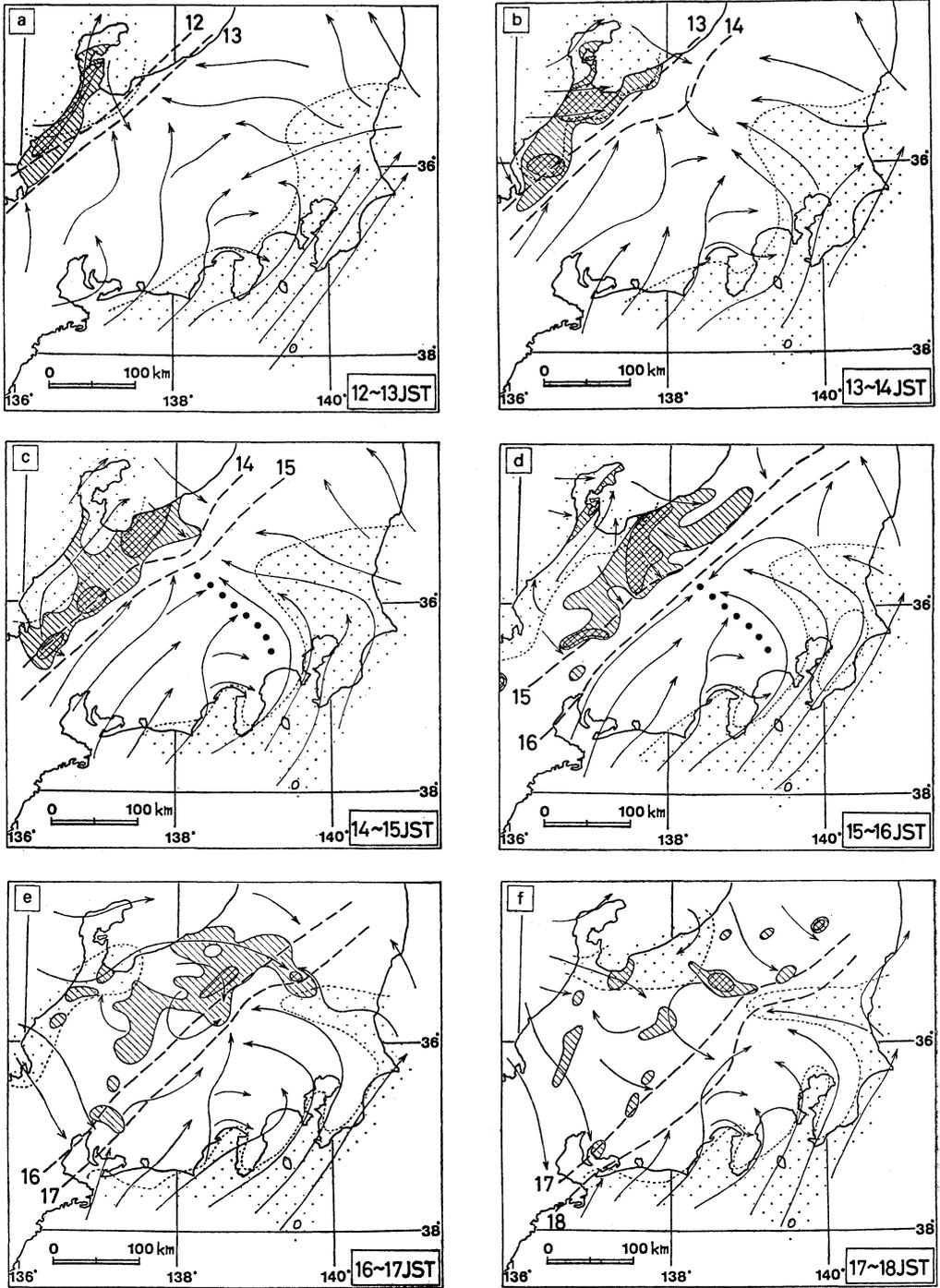


第6図 寒冷前線・熱界雷の通過に伴う総降水量（mm）の分布（1977年8月5～6日）。

記録しているほか、飛騨山脈西方の北陸地方や両白山地の南方に多降水域が認められる。長野・松本付近で極小を示し、その東には、例えば山沿いの草津付近、前橋・伊勢崎付近、秩父付近に独立したセル状の降水域が分布している。結局、関東地方の降水域は、熱的低気圧の移動経路の北側に限定されたが、両者の関係は直接的でなく、むしろ熱的原因（後述するような局地循環も含めて）による積雲の発生地およびエコー要素の移動方向と寿命によって決定されたと思われる。

このような1日程度の降水量分布に見られる特性は、時間降水量においてはどのように現れているのだろうか。前線の動きに伴う降水分布の変化に地上風系の流線と蒸気圧の分布を加えて示したのが第7図である。時間降水量は AMeDAS のデータに基づいている。流線は1時間の最多風向を、蒸気圧は1時間の平均値を表しているが、いずれも各気象官署の自記紙から読み取ったものである。卓越風向が1時間内に変化している場合には、AMeDAS も参考にして空間分布に置き換え図示している。

順を追って特徴を挙げると次のようになる。12～13時（a）：前線の南側では全般に南西ないし南の風が卓越し、蒸気圧30 mb以上の湿潤空気が覆われた地域（「湿潤域」と呼ぶ）に着目すると、東海地方から関東地方東部にかけて広く分布していることがわかるが、この状況は既に09時頃から現れている。11時頃発生した関東地方西部の低気圧性渦の北方に鹿島灘から湿潤な気塊の移流があり、前橋・秩父付近まで侵入している。13～14時（b）：最も湿潤域が広がる。関東地方の南東風系に対し



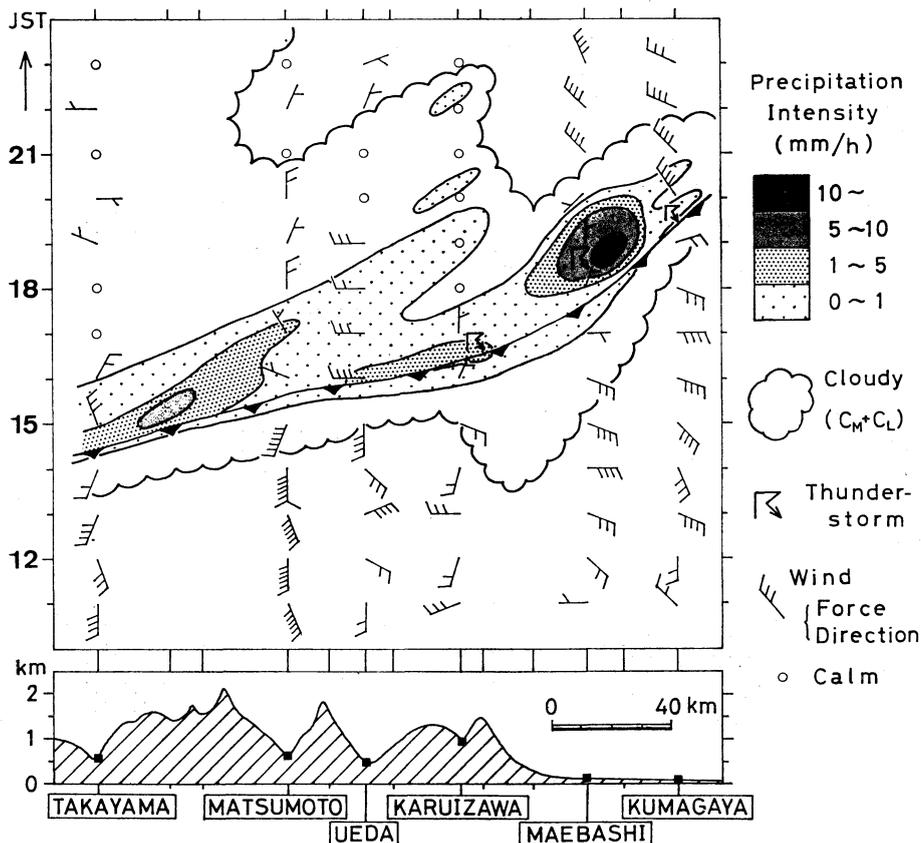
第7図 毎時の前線位置と風系(流線)および降水量・蒸気圧の分布(1977年8月5日). 前線は破線で、数字は時刻を表す。降水量は1mm以上5mm未満を斜線で、5mm以上を二重斜線で示す。点彩域は蒸気圧が30mb以上。

て、長野で北風、軽井沢で北西風が一時的に吹いており、その間に収束域が出現している。これが雷雲の発生を促したものと考えられる。14~15時(c)：東南東の風がさらに内陸に侵入して、前線まで到達している。日本列島を横断する収束帯(ドットラインで図示)が明瞭である。15~16時(d)：この時間に限らないが、前線の北西側数10 km ないし100 km 付近に主要な降水域が認められる。別の見方をすれば、その強雨域は上記の収束帯を北方へ延長した所に当たっている(14~17時)。しかし、これは単なる偶然であろうか。また、能登半島に2次前線性の細長いレインバンドが見られる。16~17時(e)：前線の東進に伴い東風域・湿潤域も東へ後退した。降水域は、三国山脈付近や日光付近を中心としてセル状になりつつある。17~18時(f)：エコーにも現れていたように、降水域も分散状態となるが、局地的な強雨域は残っている。一時後退した東風が残留し、前橋付近で前線の南下が遅れている。図は省略したが、18~19

時には、暖気の流線の低気圧性曲率が減少して乱れが少なくなり、19~20時には、ついに東成分の風が流入しなくなった。風速は前線の南側で5~7 m/sec を保っているのに対して、北側の風は琵琶湖付近から東海地方にかけて3~4 m/sec に達しているほかは全般に弱い。そして20~21時になると、前線に伴う降水はほとんど終了した。

次に、降水強度の時間変化をより明確に理解するために、高山・熊谷間の断面をとり横軸に示し、縦軸には上向きに時刻をとって表したのが第8図である。この作図にあたり、記入した各気象官署のデータのほか、この断面付近に位置する AMeDAS のデータも、降水強度のチェックポイントとして使用した。

飛驒山脈付近の比較的広域に広がる極大域から、松本・上田付近の極小域と軽井沢付近の極大域、さらにその東の極小域を経て、前橋・伊勢崎付近の顕著な極大域へつながっている。熱的低気圧の中心付近よりも周辺部



第8図 高山・熊谷の断面における降水強度・曇天域・前線・風の時空間解析 (1977年8月5日)。

にあたる山麓にて雷雲が発生し、東方へ移動したことがわかる。また、この図において、東風流入の卓越時間などに明らかな地域差のあることを確認できる。

なお、樫間・上坂 (1978) によって、寒冷前線に伴う降雨帯のジャンプする現象が JP 事例として解析されているが、本事例はレーダーエコーと風系でみる限りでは、山越えした降雨帯が衰弱・消滅する WK 事例にむしろ類似しているようである。

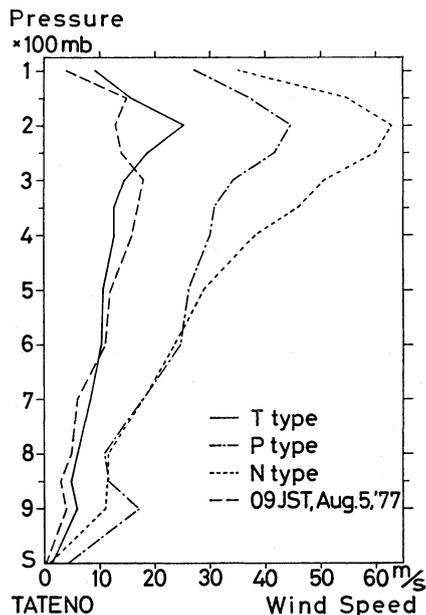
#### 4. 本事例の位置づけ

寒冷前線に伴う熱界雷の解析を典型的な一例について行ってきた。前述の調査 (山川, 1980) で抽出された40の寒冷前線通過の事例のうち、当該地域を通過するものは32例あるが、その中で本事例が果してどのような位置を占めているのかということをもとめておきたい。それには多面的な捕え方が必要であろうが、ここでは、Yonetani (1975) によって指摘されたように、雷雨と密接な関係のある高層大気特性を調査したので、その結果を述べる。

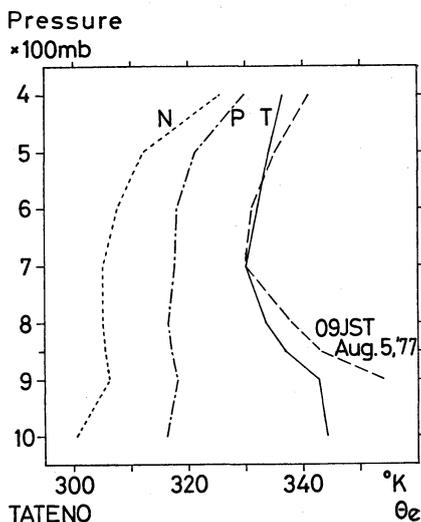
まず、前橋においてみられる前線通過時の天気型を3つの型、すなわち、雷雨型 (T型)、雷を伴わない降水型 (P型)、及び、無降水型 (N型) に分類した。T型は7例、P型は9例、N型は16例である。そして、前線が能登半島付近を南下している時の館野における風速と  $\theta_e$  を調べ、天気型と前線南縁の大気特性との対応関係を統計的に検討した。

第9図は、天気型と風速の鉛直分布の関係をみたものである。T型は全層にわたって弱風で、900 mb 面に小さなピークがあるが、むしろ下層でもあまり強くないことが特徴で、強い寒冷前線に伴って出現しやすい下層ジェットは、この型の場合現れにくいことがわかる (標準偏差は 900 mb で 5.7 m/sec, 700 mb で 4.1 m/sec であり、N型と同程度で、P型より小さい)。P型は、900 mb 面に平均でも 17 m/sec の下層ジェットが出現している (1/3の事例で 20 m/sec 以上)。N型と比較して、900 mb 面より下層で強風、500 mb 面より上層で弱風になっている。

第10図は、天気型と  $\theta_e$  の鉛直分布の関係をみるために作成したもので、気団の特性、特に安定度の状態が天気はどう左右するかを理解したい。P型とN型は、平均的にみて等温位層が存在する (ただし、P型は標準偏差が 900 mb で 14.7°K, 700 mb で 13.3°K と大きいので一概に言えない)。全層にわたって低い値を示して

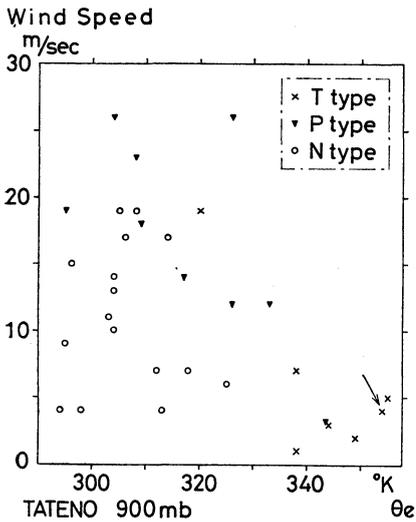


第9図 前橋の天気型別にみた館野における風速の鉛直分布。



第10図 前橋の天気型別にみた館野における相当温位の鉛直分布。

いるN型では、900 mb 面より下層が安定層になる傾向を示している (N型の標準偏差は 900 mb で 8.3°K, 700 mb で 5.5°K と比較的小さい)。また、T型は全層で高い値を示しており、700 mb 面より下層の対流不安定層が特徴である (T型の標準偏差は 900 mb で 11.2



第11図 前橋の天気型別にみた館野における900 mb面の風速と相当温位。

°K, 700 mb で  $7.4^{\circ}\text{K}$ ). 本事例 (1977年8月5日09時, 長い破線) においては, 顕著な不安定層が出現している。

第9図と第10図によって熱界雷発生の状況を考察すると, 館野付近で  $\theta_e$  が高く弱風ということから, 前線に沿って南西方から暖湿な気団が流入するという現象はあまり強調すべきではなく, ごく下層 (地上ないし900 mb 面付近) に中規模の現象として湿潤空気が流入すること, 並びに, 日射によって800 mb 面以下の下層大気が加熱されることが重要な意味を持っていると理解できる。

2つの鉛直分布で明らかになった高層大気特性のうち, 寒冷前線の影響を受けた時の気象現象を良く示し, しかも熱的影響の有無を判定できる900 mb 面を取りあげて,  $\theta_e$ ・風速・天気型の関係を図示した (第11図). T型は,  $\theta_e$  が高く, 風速の弱い領域に集中している. 例外が1つあるが, これは春の事例 (1974年5月26日21時) で, 中規模の熱的影響の加わらない純粋な界雷であったと考えられる. P型は, 一般にN型より強風で, T型より低温位の領域に位置し, またN型は, ばらつきが大きい, 一応  $\theta_e$  は  $325^{\circ}\text{K}$  以下, 風速  $20\text{m/sec}$  未満の領域に限定されている. 最後に, 本事例 (矢印で示す) においては, 高温位・弱風という発雷条件がそろっていたことを指摘しておきたい。

## 5. まとめ

得られた結果の主要な部分を列挙すると次のようになる。(1) 通例, 寒冷前線性降水の現れにくい関東地方で, 熱界雷を発生させる大気の状態としては, 寒冷前線の暖域側における下層の弱風が挙げられる。(2) そのため, 800 mb 面以下の下層大気が加熱されやすく不安定化する。(3) 松本付近には朝のうちから熱的低気圧が発生し, 関東地方付近の低気圧性循環が発達する。(4) 関東平野北部では, 地上から900 mb 面付近にかけて, 東ないし南東方から湿潤な気塊の移流があり, この水蒸気が前線の南下に先立って関東地方北西部の山地で発生した雷雲のエネルギー源となる。(5) 寒冷前線が暖湿な気塊 (2) (4) に接触するまでの主な降雨域は, 前線の北西側数10 km ないし100 km 程度の所に位置している。(6) 中部山岳地域における前線の南下は, 暖域内に形成された収束域に向けて一時的に加速される。(7) 寒冷前線に伴って南下してきた組織的な積雲が, 雷雲 (4) とカップリングして局地的に鉛直方向へ発達し, その結果, エコーはセル状に分散・縮小する。(8) 関東地方の降雨域は, 熱的低気圧の経路とは直接関係なく, 雷雲 (4) の発生地・移動方向・寿命によって限定される。

## 謝辞

本稿を作成するに当たり, ご助言を賜った東京都立大学の前島郁雄教授に心から感謝いたします。また, ころよく日記紙やレーダーエコースケッチ図などの資料を閲覧させていただいた各気象官署の関係各位に深く感謝いたします。なお, 本稿は1979年度春季の日本気象学会にて発表した内容を修正・加筆したものである。

## 文献

- 舟田久之, 岡村敏夫, 1978: レーダーエコーとアメダスの1時間雨量, 研究時報, 30, 215-228.  
 原田 朗, 1979: 中部地方の熱的低気圧の実態について, 研究時報, 31, 199-202.  
 櫃間道夫, 上坂慶正, 1978: アメダスの風, 気温データを雨予報に利用するための事例研究, 研究時報, 30, 207-212.  
 中井公太, 横山 博, 1979: レーダーエコーの発達・衰弱について, 研究時報, 31, 177-185.  
 山川修治, 1980: 日本における寒冷前線性降水の総観気候学的研究, 地理学評論, 53, 574-588.  
 Yonetani, T., 1975: Characteristics of Atmospheric Vertical Structure on Days with Thunderstorms in the Northern Kanto Plain—A Statistical Analysis—, J. Met. Soc. Japan, 53, 139-148.