

関東地方における熱雷の発生と移動について

—1995年夏期の解析—

堀江晴男*・遠峰菊郎*

要旨

熱雷の発生及び移動にかかわる要因を明らかにするため、1995年夏期の気象データを用いて、関東地方の熱雷の発生条件、発生時刻、発生場所などに関するメソ α 及びメソ β スケールでの特徴の調査解析を行った。

その結果、メソ α スケールの解析からは以下のことがわかった。1) 日中の日射により中部日本付近に熱的低気圧が発生発達し、その低気圧に吹き込む気流により山岳部付近に収束線が形成される。2) 収束線と地形による強制上昇気流が雷雲群を発生させる。3) 上層風の風向により雷雲群エコーの発生場所が限定される。

また、アメダスデータを用いた収束発散場と温度場のメソ β スケール解析の結果から、1) 収束域が雷雲群エコー発生より先行して現れること、2) より強い収束域に向かって雷雲群が移動する傾向があることなど、収束発散場が雷雲群の発生や移動に対応することがわかった。

1. はじめに

レーダーで検知する以前に、熱雷がいつ、どこで発生するのかを予報することは現在のところ困難である。そこで、雷雲発生に結びつく要因の中で雷雲発生前に検知できる要因を調査することが必要である。また、発生した熱雷がどのように移動するのかを予測することは、航空機の飛行支援にとっても重要であり、その要因を明らかにすることが必要である。

夏型気圧配置における中部日本の地上風系の特性については数多くの研究がなされてきた。清水(1964)は、夏期における中部日本の熱的高低気圧に伴う気流の日変化の実態について解析した。鈴木・河村(1987)は、夏型気圧配置時の中部日本における地上風系の分布型をクラスター分析によって分類し、時刻別の風系型と総観規模の気圧傾度との関係を明らかにした。また、関東地方における風の特性については、藤部・浅井(1979)、藤部(1981)、Harada(1981)、栗田・植田(1985)により研究がなされた。さらに藤部(1993)が関東平野の春・夏季晴天日の気温分布を風系別に分

類した。

雷雲の発生と移動については、昭和15年～22年(1942～1949)以降研究がなかったが、最近になって各県ごとに研究がなされてきた(宇梶・中三川, 1989; 中三川, 1990)。吉崎(1996)は関東地方の雷雲の発生には次の4つの状況が重なることが重要であるが、この中のいくつかの状況を伴わない雷雲も少なくないことを示している。1. 寒冷前線等の大きな擾乱が関東地方を通過あるいは近くにあること。2. 大きなCAPEがあること。3. 大きな風の鉛直シアアがあること。4. 地上付近に収束線があること。また、対流細胞の自己増殖が雷雲の移動に大きな影響を与えることが小倉(1996)により述べられている。雷雲下におけるアメダスデータによる地上風の発散・収束場と地上気温場は、深森と中島(1981)、及び加藤(1982)により解析されている。深森と中島(1981)は雷雲エコーの下に低温、発散域、前面に高温、収束域が存在するエコーは発達し、発散量が多くなるとエコーは衰弱すると述べている。また加藤(1982)は高温、収束域に雷雲が発達、移動する傾向があると述べている。しかし、熱雷のライフサイクルに伴う地上における収束・発散分布と地上気温分布の時間変化についての調査は未だ不十分なので、本論文でもアメダスデータの解析

* 防衛大学地球科学科。

—1996年3月14日受領—

—1998年2月27日受理—

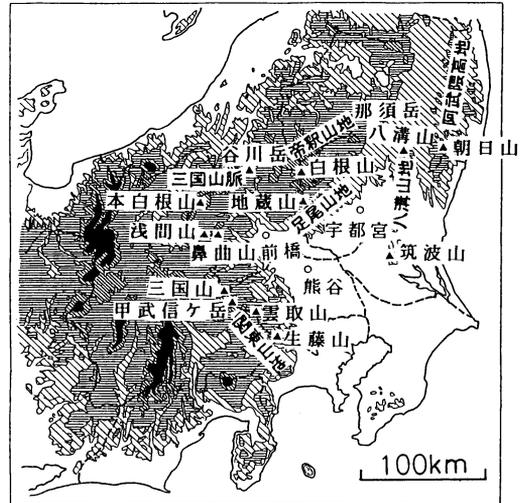
を実施した。

また、熱的低気圧の発生位置と上層風の関連(宇田川, 1966)や栃木県の雷雲の移動と上層風の関連(宇梶・中三川, 1989; 中三川, 1990)については明らかにされたが、関東地方の雷雲エコーの発生場所と上層風との関係については明らかにされていない。そこで、本研究では、関東全域における雷雲の発生位置と移動、及びそれらと上層風(主に850 hPaと700 hPaの風)の関係について調査した。

2. 調査期間及び方法

1995年の夏期において、関東地方の梅雨が明けた7月24日から、小笠原高気圧の勢力が弱まり大陸からの高気圧が張り出し始めた8月29日までの37日間のうち、界雷を発生させるような擾乱があった日を除く31日間を対象とし、各種気象データを用いてメソ α スケールとメソ β スケールで雷雨について調査した。

本研究では一般的に言われている雷雲全てを取り扱うために、気象庁のレーダー・アメダス解析雨量図(以下、解析雨量図と呼ぶ)のエコー降水強度と東京レーダー(東京管区气象台)のエコー頂高度がそれぞれ10 mm/hr以上と8 km以上に達したものを「雷雲群」と判定し、これらのエコー群を雷雲群エコーとした。これらの雷雲群エコーの大部分については、耳目観測により雷の存在が確認されている。このエコー頂高度については、1時間間隔で50 km四方の領域で最も高い高度が示されており、この領域内に多くのエコーが存在している場合には個々のエコー頂高度は認識できない。しかし、背が高い積乱雲のレーダーエコーから発雷の可能性が大きいことは良く知られているので(Tosha and Ichimura, 1961)、雷雲群からの発雷の可能性を判断するためには、このエコー群の中で最も高いエコー頂高度を知ることができれば可能であるように思われる。ここでは解析雨量図を用いているために、毎正時1時間未満に発生、消滅した雷雲は雷雲群と認識できなかった。本論文では、個々の積乱雲を取り扱うのではなく、雷を発生する可能性が大きいメソ β スケールの積乱雲群(雷雲群)を取り扱うこととする。故に「雷雲群エコーの発生場所」とは、雷雲群が発達する前に最初にレーダーにエコー群が現れた場所とした。なお、雷雲群の発生場所については、東京レーダーにより特定した。



第1図 関東地勢図。標高はそれぞれ
 ■ (2000 m 以上), ▨ (1400~2000 m),
 ▨ (600~1400 m), ▩ (200~600 m)
 □ (200 m 以下) を示す。

3. メソ α スケールにおける統計的解析

3.1 上昇作用をもたらす地形的特徴

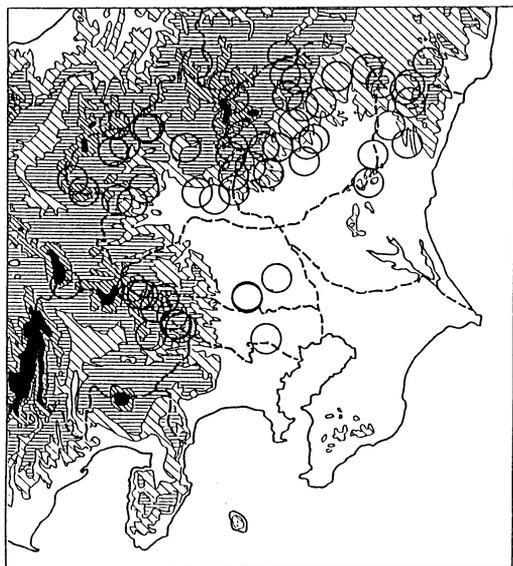
雷雲群をひきおこす上昇気流は、夏型気圧配置のとき、次のような場合に形成されると言われている。

- 1) 大気の下層が暖められるか、もしくは上層に寒気移流がある場合に気層は不安定となり、積雲や積乱雲を生じる(吉崎, 1996)。
- 2) 山岳地帯で気流が山越えをする際上昇気流が発生し、大気成層が対流不安定の場合、積雲が発達する(西尾, 1990)。
- 3) 地表面に近い気流の収束があれば積雲が発達することが多い(茂木, 1981)。

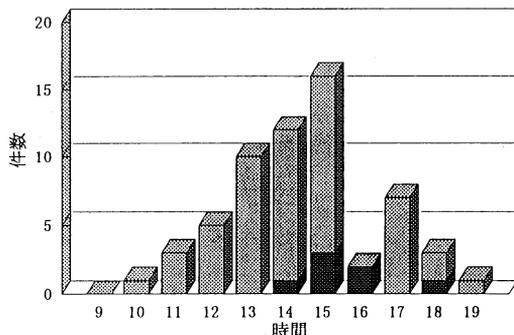
それぞれ1つの条件だけでは雷雲群まで発達することは稀であり、実際は複数の条件が合わさって発生する場合が多いと推察される。

ここで関東地方の地形的特徴は、関東平野の北に帝釈山地や足尾山地、北東に八溝山地、北西に三国山脈、西に関東山地と、500~2000 m級の山々が広がっている。さらに細かく見ると、群馬県は3方を山岳地帯に囲まれて南東方向にのみ開いており、栃木県は北西部が山岳地帯で南東部に向かって緩やかに傾斜している。また、埼玉県、東京都及び神奈川県は西部が山岳地帯である(第1図)。

このような地形的特徴は、日射による熱的局地循環(木村, 1994)や大規模海風(栗田・植田, 1985)の流れ



第2図 雷雲群エコーの発生場所。○印で発生場所を示す。標高は第1図と同様。



第3図 雷雲群エコーの時刻別発生頻度分布。山岳部 (斜線), 平野部 (黒)。

れと相互に作用し、上昇気流を形成する上で好条件であり、内陸山岳地帯を中心に雷雲群が発生しやすいことが推察される。

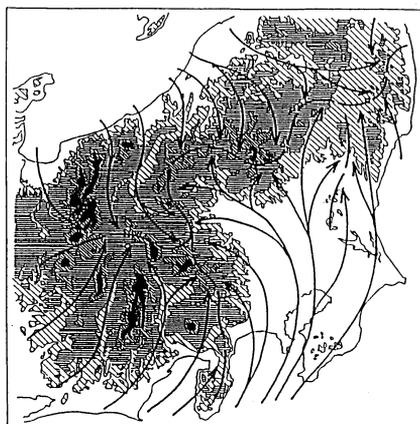
3.2 雷雲群エコーの発生場所と発生時間

本研究期間に発生した雷雲群エコーの発生場所を第2図に示した。大きく分類すると次の4つに区別される。

- 1) 関東北東部 (八溝山地: 朝日山~八溝山~筑波山)
- 2) 関東北部 (帝釈山地, 足尾山地: 那須岳~白根山~地藏岳)
- 3) 関東北西部 (三国山脈: 谷川岳~本白根山~浅間山~鼻曲山)
- 4) 関東西部 (関東山地: 三国山~甲武信ヶ岳~雲取山~生藤山)

第2図からわかるように、それぞれ県境付近の標高200 m以上の山岳地帯に集中している。

次に、雷雲群エコーの時刻別発生頻度 (第3図) をみると、いずれの山岳地帯においても13~15時に発生するケースが多く、18時以降は発生回数が少なくなった。大野ほか (1996) は日本におけるダウンバーストについて調査し、15時と18時にダウンバースト発生頻度の極大が存在していることを示した。本研究でも、雷雲群発生頻度の極大は15時と17時にあり、この両者には関連があることが考えられるが詳細は不明である。平



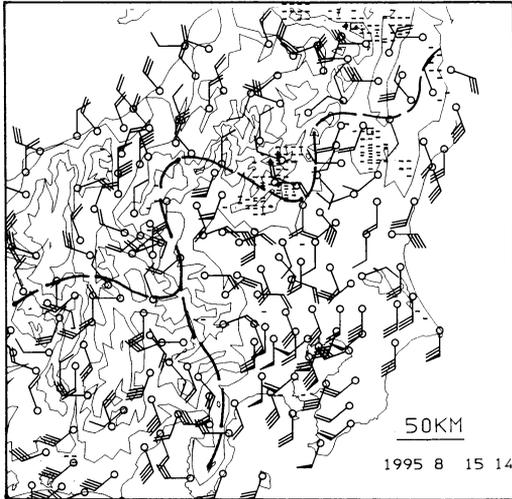
第4図 1995年8月15日14時の地上風系。太い破線は収束線を示す。

野部と山岳部における雷雲群の発生時刻を調べると、件数は少ないが平野部においては14時以降に発生し、山岳部よりもかなり遅い時刻に発生する傾向が見られる。この原因としては、山岳部の方が斜面による熱的、力学的効果により気塊が上昇しやすいためであろうと推測される。

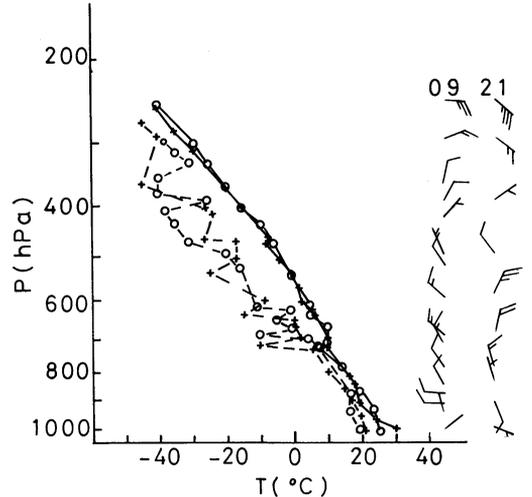
3.3 雷雲群エコーの発生場所と地表気流の関係

気圧傾度が小さく、しかも日射や夜間放射の影響の大きな日には、中部日本における内陸のほぼ中央を中心として、日中は低圧部、夜間は高圧部が出現する。この熱的な気圧場の日変化に伴って、中部日本全域の地表気流は日中収束し、夜間発散する。この現象は、局地的に見ると海陸風と山谷風によるものである (清水, 1964)。このような気流の日変化は、雷雲群の発生に大きく関係する。

第4図に、8月15日14時の地表気流を示す。太平洋側と日本海側からの気流が稜線付近で収束している様



第5図 1995年8月15日14時におけるレーダーアメダス解析雨量(気象庁提供)と地上風の分布図。太い破線は収束線を示す。地形と河川は細実線で表す。短矢羽, 長矢羽, 三角矢羽はそれぞれ0.5 m/s, 1 m/s, 5 m/sを表す。図中の記号は5 km×5 kmメッシュの降水強度を表し, その値は, - (1mm/h以下), = (1~5mm/h), ≡ (5~10 mm/h), + (10~70 mm/h), □ (20~30 mm/h), ▣ (30~40 mm/h), ▤ (40~60 mm/h), ▥ (60~80 mm/h), ■ (80 mm/h以上)を示す。



第6図 1995年7月26日の館野の状態曲線。(+++)と(O-O)はそれぞれ9時と21時のデータを表し, 実線で気温, 破線で露点温度を示す。右端に9時と21時の風を示す(長矢羽根: 5 m/s, 短矢羽根: 2.5 m/s)。

子が見られる。同時刻の解析雨量図(第5図)を見ると, 関東北東から北部の収束線上に雷雲群エコーが発生していることがわかる。この収束線と雷雲群エコーの関係については, 7月29日と8月2日の資料を用いて詳しく検討する。

3.4 雷雲群エコーの発生場所と上層風の関係

850 hPa 面高度は, 高い山岳地帯を除けば, 地表摩擦の影響が小さい自由大気中で最も低い指定気圧面高度にあたる。したがって, 850 hPa 面高度以上の上層風と雷雲群エコー発生場所との関連について調査する必要がある。そこで, 雷雲群エコーの発生場所と上層風及び地上風の関係について, 15時の館野高層データを使用して調べた。主な特徴は次のとおりである。

1) 関東地方の地上風向は南から南東の場合でも500 hPa か700 hPa のいずれか一方が北風である日は調査期間中3日存在した。この場合, 雷雲群エコーは全く発生しなかった。

このような時の例として, 7月26日の館野の各気象要素の鉛直分布(第6図)を見る。すると, 21時の館野の風は400 hPa から850 hPa における風向がNEか

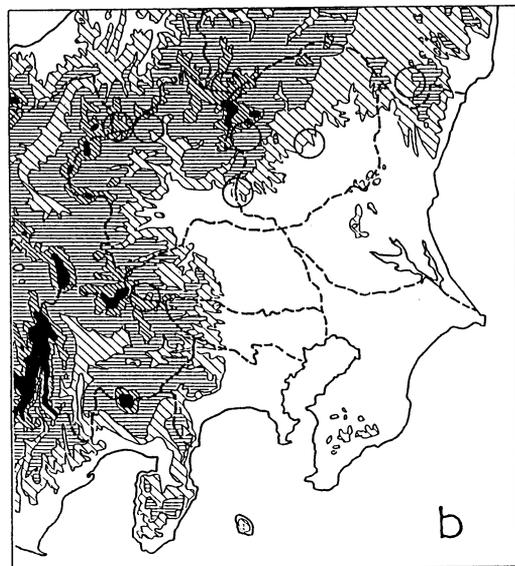
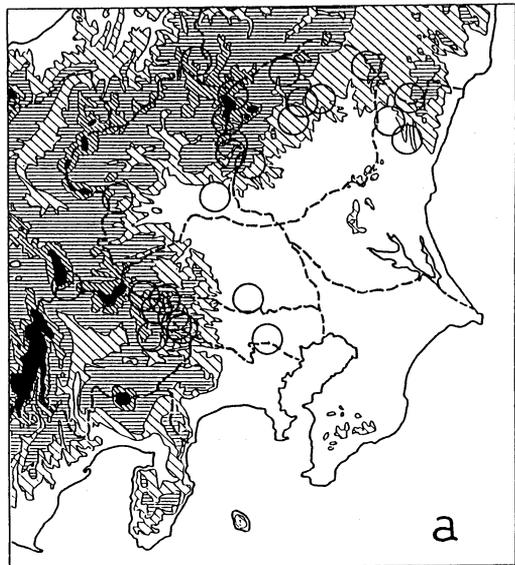
らNWになっている。これは, 500 hPa や700 hPa 面の高気圧の中心が中部地方上空にあり, 館野がこの高気圧の東側に位置しているためである。状態曲線を見ると720 hPa 付近に等温層があり, 関東地方は相対的に乾燥している沈降領域に位置していると考えられる。この等温層により下層湿潤気塊の上昇が妨げられ, 雷雲群エコーが発生しなかったと推定される。

2) 850 hPa か700 hPa のいずれか一方が北西風の場合, 新潟県と群馬県の県境付近には雷雲群エコーは14例中2例しか発生しなかった(第7図a)。

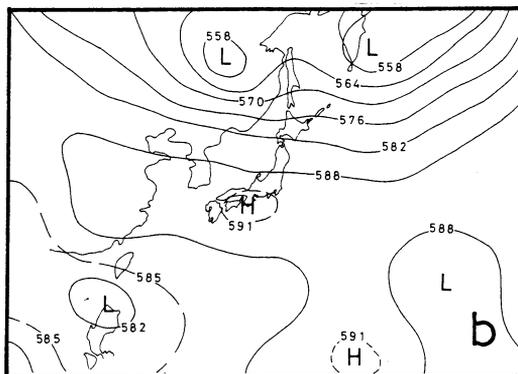
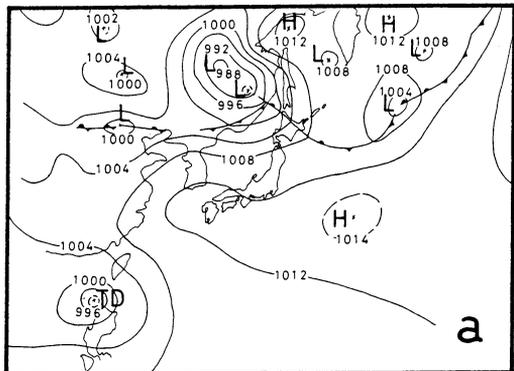
この場合も関東地方は高圧部の東側に当たり, 群馬県側の県境付近では北西の地上風向が卓越しており, 周囲と比較して高温, 乾燥していることが多い。風速について調べると, この北西風の風速は700 hPa で3 ms⁻¹ から16 ms⁻¹ の間に幅広くひろがっていた。

3) 850 hPa の風が南東から南風るとき, 平野部では雷雲群エコーの発生がなく, 件数は少ないが第2図において分けた4つの地域全てで雷雲群エコーが発生した(第7図b)。

以上, メソ α スケールでの考察により, 雷雲群の発生条件や発生場所, 発生時刻などを見てきた。さらにアメダスデータを用いてメソ β スケールで考察し, 雷雲群の発生や移動について事例解析を行った。



第7図 第2図に同じ。ただし、a) 700 hPa が850 hPa が北西風のとき、b) 850 hPa が南東～南風のとき。



第8図 1995年7月29日9時のa) 地上天気図とb) 500 hPa 高層天気図。図中の数字はそれぞれ地上気圧と500 hPa面の高度を示す。

のとき、格子点を中心とした半径25 km 以内にアメダス観測所が3点以上ある場合について計算する。それでも求まらない場合は、計算半径を50 km に広げる。関東平野部の観測密度は大きい、山岳部には40～50 km 四方の空白域が存在する。また、地上風は数 km から数10 km の地形に影響されやすい。そこで、ここでは関東山岳部を含めた大きい擾乱を把握するため、比較的に平滑化の度合いの大きい関数 ($W=1/(1+2 \times R^2)$) を重みとして採用した(加藤, 1982)。ここで R は格子点から各観測地点までの距離 (km) を表し、計算半径にかかわらず同じ重み関数を用いた。

3) 上記で求めた格子点上の東西風と南北風から、中央差分により収束・発散を求める。

4) 地上気温としては、 $0.65^\circ\text{C}/100\text{ m}$ の減率で各地点の値を高度補正したものを用いる。

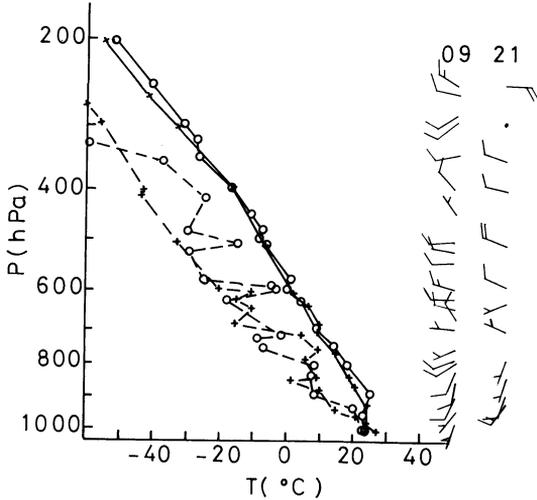
このようにして求めた地上気温の寒冷域がエコー域や風の発散域に伴って移動している、今回のこの補正は適切であったと考えている。

4. メソβスケールの解析

4.1 発散場及び温度場の計算方法

本節ではアメダスデータに基づいて計算した収束・発散場と温度場を解析に利用する。これらの場の計算方法は以下のとおりである。

- 1) 関東各県とその周辺県のアメダス観測所の風を u (東西), v (南北) 成分に分解する。
- 2) u, v を、10 km 間隔の格子点上に内挿する。こ

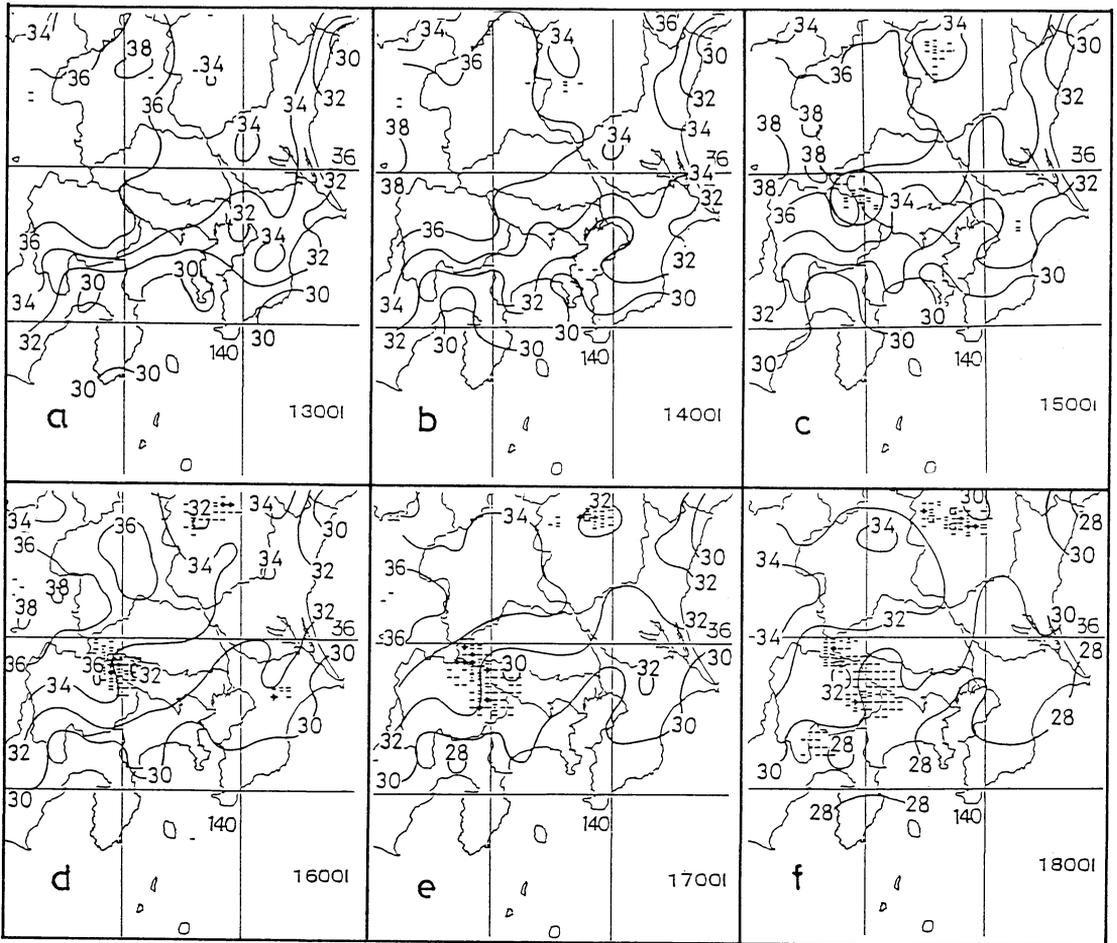


第9図 第6図に同じ。ただし、1995年7月29日の状態曲線。

4.2 1995年7月29日の雷雲群

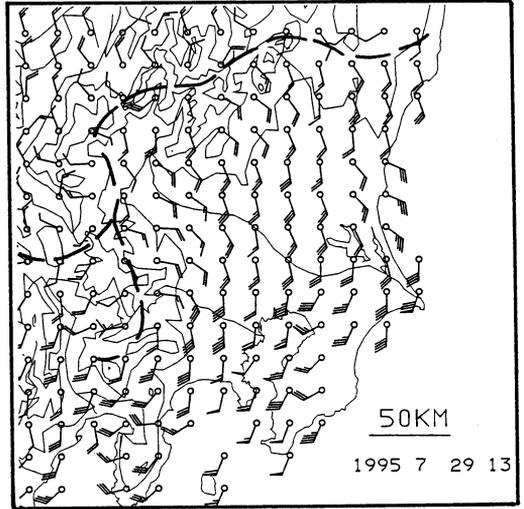
比較的短時間しか持続しなかった雷雲群の例として、1995年7月29日に雲取山付近に発生した雷雲群を解析する。9時の地上天気図(第8図a)では、前線が北海道北部まで北上して太平洋高気圧が日本に張り出し、関東地方はこの高気圧におおわれていた。同時刻の500 hPa 高層天気図(第8図b)では関東地方は背の高い高気圧の勢力圏内にあり、上空の風は地上から250 hPa 高度にわたって 7ms^{-1} 以下と全般的に弱く、大気も相対的に乾燥していた。

図は省略するが気象庁の雲画像解析図では、9時には関東東部沿岸地域で雲が拡がっていたが、内陸部では雲が見られず、15時には一部山岳地帯で積雲群が見られただけであった。同日9時の館野の状態曲線(第9図)を見ると、850 hPa から950 hPa 高度間の気塊は



第10図 1995年7月29日におけるレーダーアメダス解析雨量と高度補正された地上気温分布(°C)を示す。雷雲群エコーの発生地域をc) 図中、実線円で示す。雨量の記号は第5図に同じ。

相対的に乾燥しており、その上の710 hPa から770 hPa にかけて湿潤域 ($T-T_d$ が 6°C 以下)が見られた。また、710 hPa 付近には気温の逆転層があり、このすぐ上方では気塊の沈降作用による昇温が見られ、この付近から上方へ乾燥域が広がっていた。さらに21時の状態曲線では、700 hPa 以下において暖気移流による昇温が、590 hPa 付近では気温逆転層が見られた。この日の館野のSSI (ショーワルターインデックス: 500 hPa での気温と、850 hPa の気塊を凝結高度まで乾燥断熱的に、つぎに偽湿潤断熱的に500 hPa まで上昇させた時の温度との差。不安定の場合は負となる)は、9時には+10.4で21時には+3.3であった。また、相当温位 θ_e について見ると、 $\Delta\theta_e$ (850 hPa の θ_e と上空の θ_e 最小値との差)は9時には2 K (690 hPa~850 hPa)で21時には14 K (620 hPa~850 hPa)であり、大気がしだいに不安定になる傾向を示していた。



第11図 1995年7月29日13時のアメダスデータに10 km 間隔の格子点に内挿した地上風の分布図。収束線を太破線で示す。風の記号は第5図と同じ。

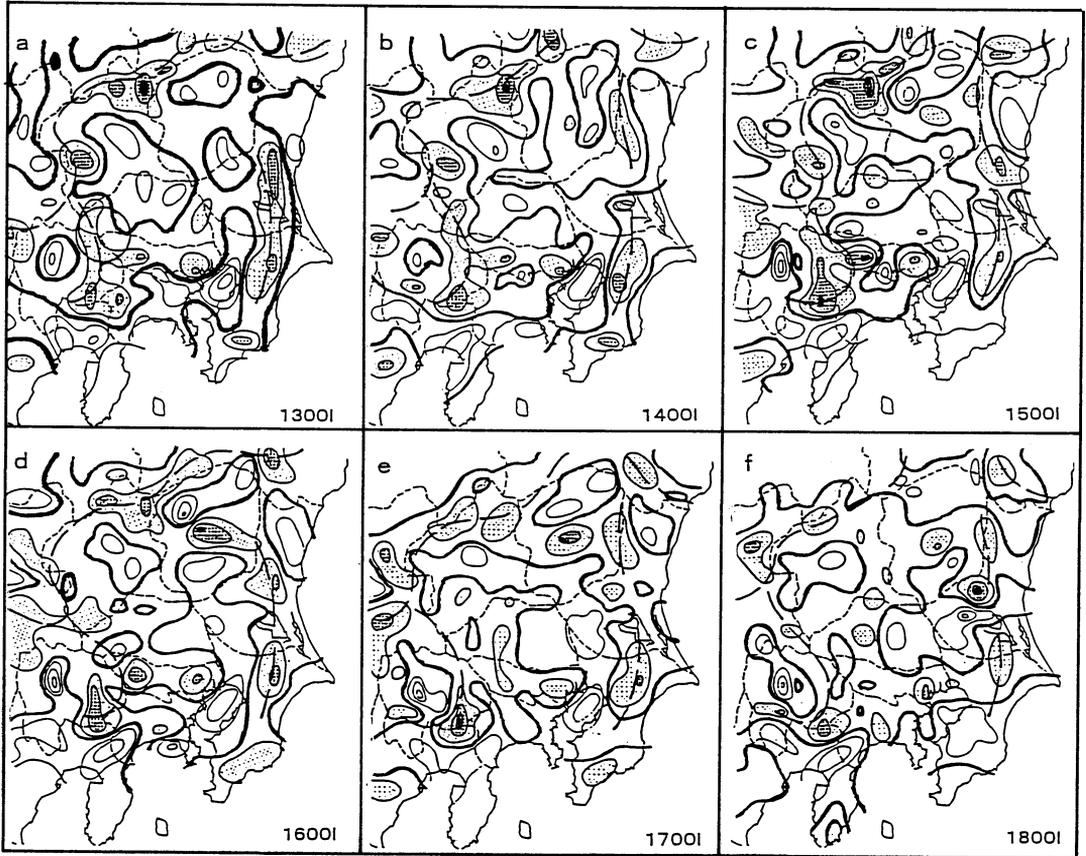
次に解析雨量図 (第10図) により、15時に雲取山付近に発生した雷雲群エコー (第10図 c 中、円で囲む) について調べる。この雷雲群エコーについては、15時53分に秩父で雷を観測しており、16時には (第10図 d) エコー頂高度が14 km 以上 (雲頂の放射輝度温度は -50°C 以下)、降水強度も10 mm/hr 以上であり、エコー強度が最大であった。このエコーはその後、南から南東に拡がり、18時 (第10図 f) には減衰した。13時の高度補正した地上気温分布 (第10図 a) を見ると、関東沿岸地域の気温が低いのにに対して内陸部の気温が高かった。この気温差により海風が形成され、谷風の影響も受けて山岳部の収束線が形成されたと考えられる (栗田・植田, 1985)。解析雨量図と高度補正された地上気温分布図を比較すると、雷雲群エコー発生直前の14時には関東西部の山岳地帯の東西水平温度傾度が顕著になり始め (第10図 b)、雷雲群エコー強度が最大となった16時に水平温度傾度も最大になった (第10図 d)。その後、この地域の温度傾度が小さくなり雷雲群エコーも弱まった。

地上風系では、11時ごろから関東南部からの南よりの風と日本海からの北よりの風、さらには東海南部から内陸部に侵入する南西よりの風の間にできる収束線が関東山岳部に形成され、13時には明瞭になった (第11図)。アメダスデータより求めた13時の収束・発散分布図 (第12図 a) によれば、この収束線に沿って収束域が存在していた。また13時から16時 (第12図 a, b, c, d) にかけて、関東北部と西部の山岳地帯の収束域は停滞していた。解析雨量図 (第10図) と収束・発散分布図

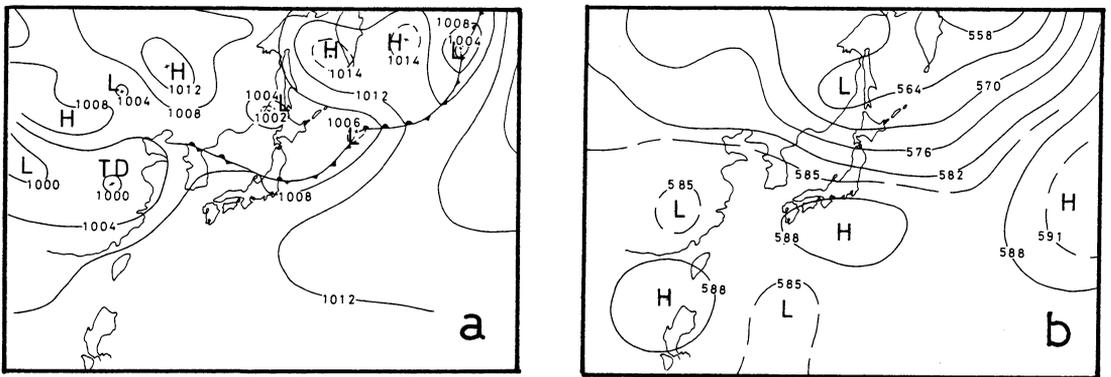
(第12図)を比較すると、雷雲群エコー発生前の13時には雲取山付近の地域 (第12図 a に円で示した地域) は収束域になっていたが、雷雲群エコーが発生した15時にはすでに収束域と発散域が共存していた (第12図 c)。その後、この地域では雷雲群エコーの衰弱と共に発散域が卓越するが、南から南東方向の東京都西部から山梨県東部にかけて強い収束域が残った。16時から17時にかけて、この残された収束域に向かって雷雲群エコー域の拡がりが見られ、エコー強度も最大となった (第10図 d, e)。しかしながら、これらの収束域も17時ごろから弱まり (第12図 e)、南に移動した雷雲群エコー域もこれに対応するかのようになり17時30分以降急速に弱まった (第10図 f)。地上風は地形により大きく影響され、地上風から計算される収束、発散も地形の影響を受けている。しかし、雷雲群の発生・移動と地上風から計算した収束・発散場の間には深森・中島 (1981) の解析と同様、収束・発散場と雷雲の発生・衰弱の間には定性的な関係が存在することが確認された。

図は省略するが東京レーダー画像では、14時30分に雲取山付近に雷雲群エコー域が発生した。このエコー域は15時30分にはしだいに南東方向へ拡がり、16時30分には雷雲群エコー域南端のエコーが分離し南に移動しながら発達した。これに対して、雲取山付近に残された雷雲群エコーは次第に弱まった。

15時の館野の上層風は、500 hPa で (275° ; 8 ms^{-1}),



第12図 1995年7月29日の収束・発散分布図。等値線は10単位で、 $-10 \times 10^{-5}/s$ 以下の収束域をハッチで示す。ゼロ発散線は太実線で、収束線は太破線で表す。雷雨群エコーの発生地域をa) 図中、実線円で示す。



第13図 第8図に同じ。ただし、1995年8月2日9時の天気図。

700 hPa で ($295^\circ ; 3 \text{ ms}^{-1}$), 850 hPa で ($235^\circ ; 4 \text{ ms}^{-1}$) と西風成分が強く、上層風と南南東進している雷雲群エコー全体としての移動方向との相関は見られなかった。この雷雲群が拡がる東京都西部から山梨県東部に

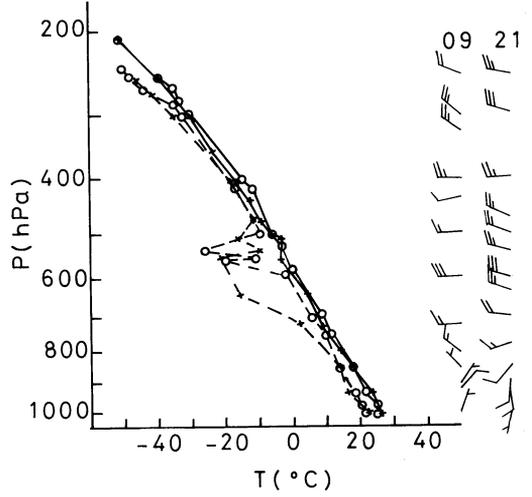
は15時から17時にかけて強い収束域が存在し、16時から18時にかけて気温が低下した。また、雷雲群が減衰する18時には、この収束域も弱まった。このことから、11時より局地風により形成されていた収束域は雷雲群

からの冷氣外流出により形成される収束域と重なり、変形、強化されたが、雷雲群の衰弱と共に弱まったと考えられる。

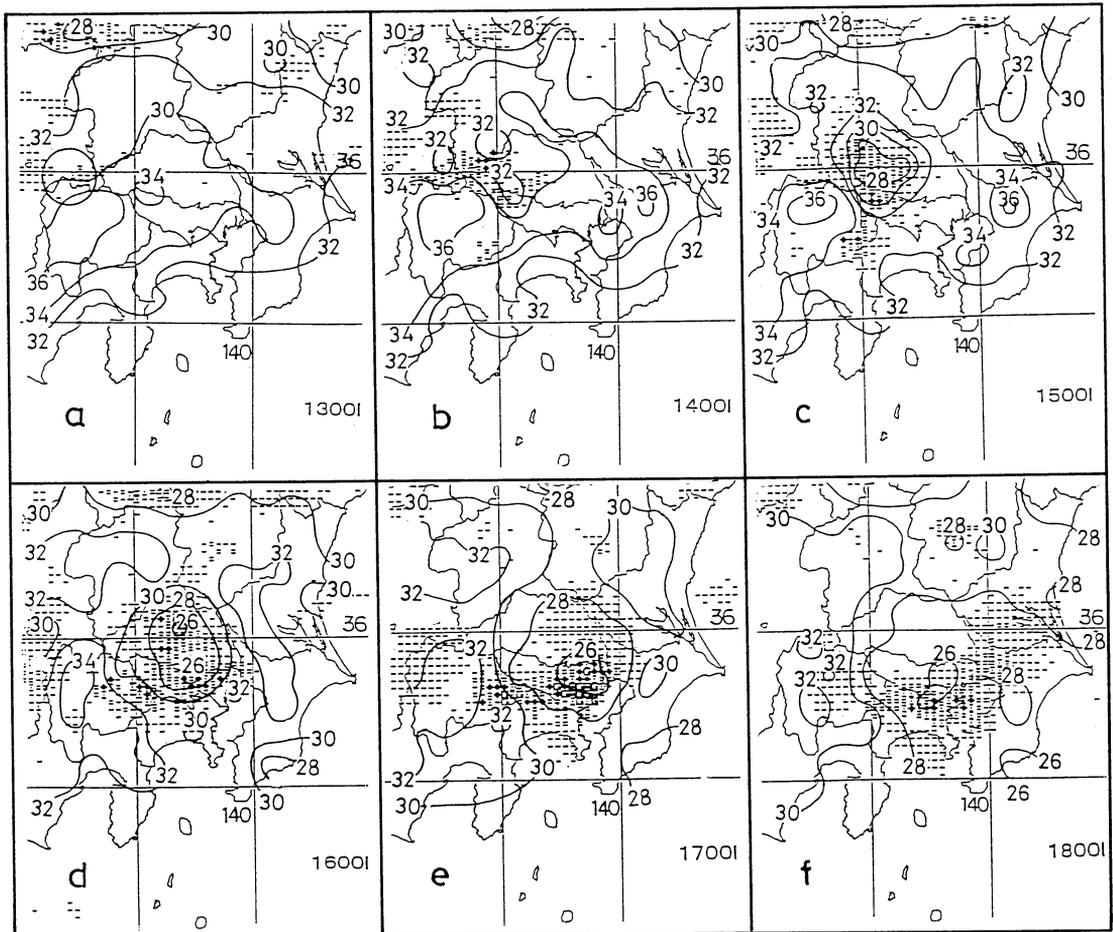
4.3 1995年8月2日の雷雲群

比較的長時間持続した雷雲群の例として1995年8月2日の雷雲群を解析する。9時の地上天気図(第13図a)では、弱い降水を伴った停滞前線が関東北部に位置し、夜にかけ東北南部までやや北上した。同時刻の500 hPa 天気図(第13図b)では関東地方は高気圧の北辺にあり、相対的に湿った気流が太平洋高気圧の縁を回るように西から関東上空に侵入していた。雲画像解析図では、9時には前線の南側で高度4~7 km である中層雲と7 km 以上の上層雲が広い範囲で広がっており、15時には前線南側の中層雲は消散傾向にあった。

同日9時の館野の状態曲線(第14図)では、850 hPa 付近に湿潤域があり、550 hPa から700 hPa 付近に乾



第14図 第6図に同じ。ただし、1995年8月2日の状態曲線。

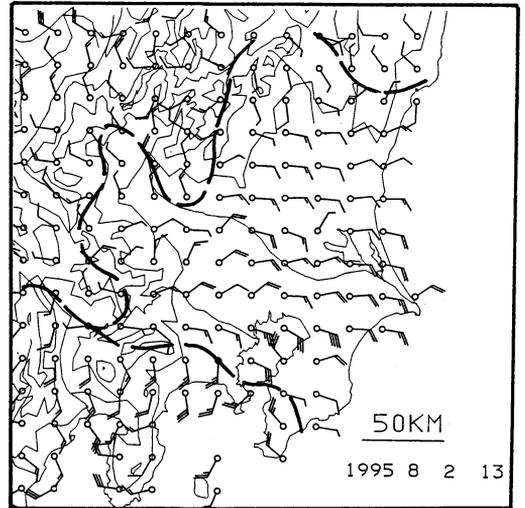


第15図 第10図と同様。ただし1995年8月2日のもの。雷雲群エコーの発生地域を a) 図中実線円で示す。

乾燥があるものの気温減率はほぼ湿潤断熱線に平行であった。さらに21時の状態曲線では、地上から600 hPaまでと、500 hPa から上方に湿潤域が見られた。この日の館野の SSI は、9時には -0.1 で21時には $+0.3$ であり、 $\Delta\theta_e$ は、9時には22 Kで21時には18 Kであった。この SSI と $\Delta\theta_e$ から、この事例は前の例より安定度が小さかったことが分かる。このために雷雲群は良く発達し、持続時間が長かったものと推察される。Ohno *et al.* (1994) によれば、日本の南岸に沿って存在する太平洋高気圧の北辺は大きな $\Delta\theta_e$ と負の SSI の両方を兼ね備えており、この日の気圧配置や SSI, $\Delta\theta_e$ の値もこれに該当していた。

解析雨量図(第15図)によれば、13時頃に甲武信ヶ岳付近に発生した雷雲群エコー(発生地域を第15図 a に実線円で示す。)が14時から16時にかけて東進するにつれて雷雲群エコー域が南東方向に拡がり、発達しながら平野部に移動した(第15図 b, c, d)。特に、雷雲群エコー域の南側の発達が顕著であったが、18時以降、雷雲群エコーは弱まった(第15図 f)。この間、13時58分に秩父で雷雨が耳目観測されてから、関東南部の広い範囲で雷雨が観測された。13時の高度補正した地上気温分布を見ると、関東北部の気温が雲と降水の影響で相対的に低く、関東沿岸地域の気温も低い。これに対して関東西部の気温は高い。第16図に13時の地上風の分布と収束線を示すが、この水平温度傾度が大きい領域に吹き込む関東東岸からの東よりの風と日本海側からの北よりの風、さらに関東南岸からの南よりの風が関東南部から関東山地にかけての収束線を形成していることがわかる。この収束線は10時には既に現れており、その後、強まったものである。この収束線上に風が収束し雲が発達した。すなわち、局地的な昇温と気流の収束がメソスケールの循環を引き起こし、雷雲群を発生させた(Purdum, 1982)と考えられる。

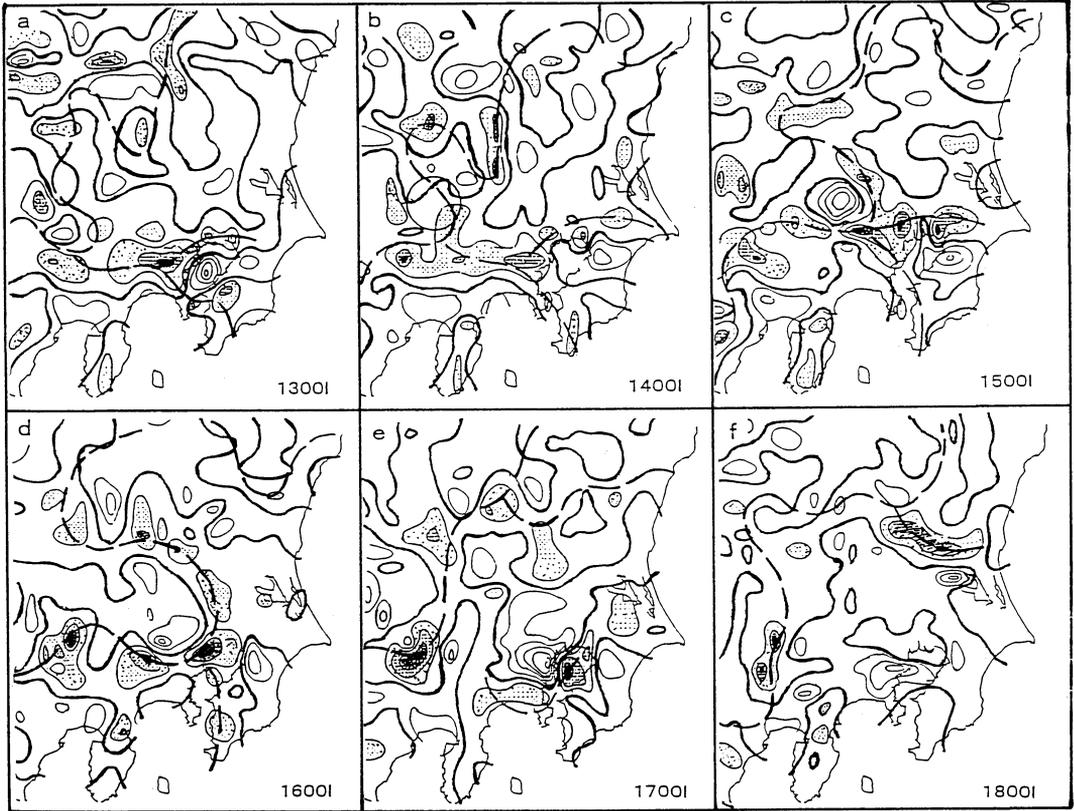
解析雨量図と高度補正した地上気温分布図を比較すると、雷雲群エコー発生期である13時から14時にかけてエコー域の発達と拡がりが見られる。この時、甲武信ヶ岳付近の南北水平温度傾度が明瞭になり始めた(第15図 a, b)。15時(第15図 c)、16時(第15図 d)にはエコー強度の強い地域は寒冷域であり、この寒冷域の西側で水平温度傾度は最大となった。また、この寒冷域は雷雲エコー域の移動とともに移動しており(第15図 b~e)、中層の相当温位の小さな空気が下降流に取り込まれて降水とともに下降し、降水が蒸発したためによる冷却であると推定される。



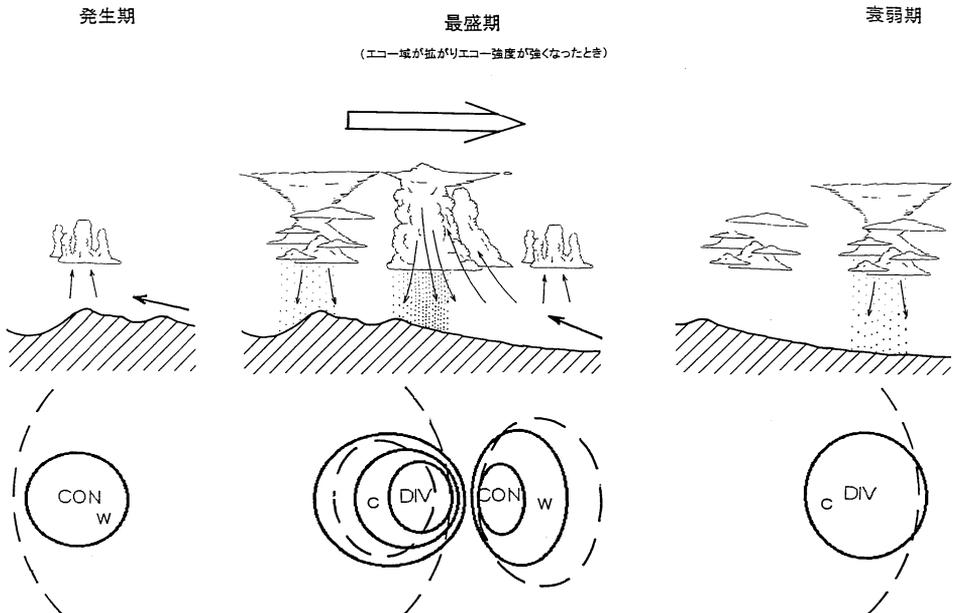
第16図 第11図に同じ。ただし、1995年8月2日13時のもの。

アメダスデータより計算された収束・発散分布図によれば、13時から15時(第17図 a, b, c)にかけて関東南部の強い収束域が停滞していた。解析雨量図(第15図)と発散分布図(第17図)を比較すると、雷雲群発生初期である14時には甲武信ヶ岳付近(第17図 b に円で示す地域)は弱いながら収束域が存在しており、東にある収束域の移動に伴って雷雲群エコー域が南東方向に拡がる(第15図 b, c)とともに、収束域と発散域が強まった(第17図 c)。雷雲群エコーが最盛期となる15時以降(第15図 c)、雷雲群エコー域の進行方向に先行するように収束域が移動した(第15図 d, 第17図 d)。また、収束域が弱まり発散域が強まるにつれて、雷雲群エコーも弱まっていった(第15図 f, 第17図 f)。

15時の館野の上層風は、500 hPa で ($290^\circ; 9 \text{ ms}^{-1}$)、700 hPa で ($280^\circ; 14 \text{ ms}^{-1}$)、850 hPa で ($260^\circ; 2 \text{ ms}^{-1}$) であり、上層風向と雷雲群エコーの移動方向は概ね一致していた。この場合は、雷雲群発生時である13時にはエコー発生地域である甲武信ヶ岳付近では気温の水平傾度はやや大きかったが、弱い収束域でしかなかった。むしろ、強い収束域は南風と東風の境である関東南部に位置していた(第17図 a)。しかし、14、15時に雷雲群エコーが発達すると、その下の気温の水平傾度は強まり、この雷雲群により形成された寒気の下では発散、寒気が吹き出す南側では収束が強まった。これも、10時頃から形成されていた局地風による収束域が雷雲群による収束域と重なった結果と考えられる。雷雲群が衰弱し、寒気が南関東を覆う18時には、



第17図 第12図と同じ。ただし、1995年8月2日の発散分布図。



第18図 雷雲群エコーと収束発散場、温度場の関係。上図中、鉛直流は矢印で表し、移動方向は太い矢印で表す。下図中、実線は等発散線を表し、破線は等温線を表す。

この雷雲群の下では発散域となった。

4.4 事例解析のまとめ

これまでの解析から、雷雲群エコー域と収束発散場及び温度場に見られた関係をモデル的に表現すると、第18図のようになる。

1) 収束域は雷雲群エコー発生より先行して山岳地帯に現れ、発生期まで持続する。

2) 収束の持続性のある地域では、雷雲群エコーは発生しやすい。また、発生期のエコーは高温域で水平温度傾度の大きい地域に生じる。

3) 雷雲群エコーの最盛期では、エコー強度最大域が収束最大域と発散最大域の境界付近に、また、高・低温域の境界付近に位置する。レーダー観測によれば、発生地である山岳部ではエコー強度は衰退している。

4) 衰弱期には、エコー域は発散、低温域に対応している。

5) 収束域の方向に雷雲群が全体として移動する傾向が見られる。

5. 結論

関東地方の地形的影響により、中部日本付近に熱的低気圧が発生発達する。これが沿岸部から内陸地に向かう地表風を強め、さらには気流の合わさる山岳部付近に収束線を形成する。この収束線付近にできる収束域に雷雲群が発生していることがわかった。また、1995年だけの夏期の事例だけなので更に統計的に検証する必要はあるものの、上層風の風向により雷雲群の発生場所は限定されているように見え、大気の状態は勿論のこと、上層風を含めた上層の場も把握しておくことが雷雲群の発生場所を予測する上で必要であると考えられる。

アメダスデータを用いての収束発散場及び温度場のメソβスケール解析結果からは、雷雲群の発生以前にその領域が収束域となり気温の水平傾度が明瞭になってくること、雷雲群エコー域の移動に先行して収束域が移動する傾向があること、エコー強度最大域が水平発散傾度と水平温度傾度の最大域に一致することなど、雷雲群の発生や移動に収束発散場や気温場が大いに関連していることがわかった。これらの結果の一部は既に明らかにされており、葦澤・大野(1996)は雷雨から寒気が広がって行く現象を利用してガストフロント警告支援システムを提唱している。しかし、関東地方の熱雷について部分的にはなく、発生、発達、衰弱期全体における地上気温と発散の分布は本研究に

おいて初めて解析されたものである。

謝 辞

本研究に当たり、気象観測資料を提供して下さいました航空自衛隊気象業務隊、入間気象隊の皆様に対し深甚なる謝意を表します。また、東京レーダーエコーを提供して下さいました東京管区気象台技術課の方々や貴重な御助言を頂きました防衛大学校各先生方に対し深い感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 深森信吾, 中嶋 隆, 1981: アメダスから求めた発散・温度分布とレーダーエコーの対応, 研究時報, 別冊33, 64-65.
- 藤部文昭, 浅井富雄, 1979: 関東地方における局地風に関する研究, 第1部: 日変化を伴う風系の構造, 天気, 26, 595-604.
- 藤部文昭, 1981: 陸海風の季節特性, 天気, 28, 367-375.
- 藤部文昭, 1993: 関東平野における春・夏季晴天日の気温分布の日変化, 天気, 40, 759-767.
- Harada, A., 1981: An analysis of the nocturnal cyclonic vortex in the planetary boundary layer of the Kanto plains, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 602-610.
- 加藤敏彦, 1982: 山梨県におけるアメダス風による発散解析, 研究時報, 別冊34, 62-63.
- 木村富士男, 1994: 熱的局地循環, 天気, 41, 5-12.
- 栗田秀實, 植田洋匡, 1985: 傾度風が弱い場合の大気汚染物質の長距離輸送と熱的低気圧及び総観気象の関係, 大気汚染学会誌, 20, 251-260.
- 茂木和夫, 1981: 埼玉県における発散分布と雷雨について, 研究時報, 別冊33, 62-63.
- 中三川浩, 1990: 栃木県における小規模擾乱と地形・高層データとの関係について, 研究時報, 別冊41, 96-97.
- 葦澤 浩, 大野久雄, 1996: 気温低下にもとづくガストフロント警告支援システム, 天気, 43, 545-552.
- 西尾伊三男, 1990: 熱雷エコーの発達(衰弱)域と地形要因, 研究時報, 別冊41, 62-63.
- 小倉義光, 1966: 「雷雨の発生環境について」に対するコメント, 天気, 43, 738-741.
- Ohno, H., O. Suzuki, H. Nirasawa, M. Yoshizaki, N. Hasegawa, Y. Tanaka, Y. Muramatsu, and Y. Ogura, 1994: Okayama downbursts on 27 June 1991: Downburst identifications and environmental conditions, J. Meteor. Soc. Japan, 72, 197-222.
- 大野久雄, 鈴木 修, 楠 研一, 1996: 日本におけるダウンバーストの発生の実態, 天気, 43, 101-112.
- Purdom, J. F. W., 1982: Subjective interpretation of

geostationary data for nowcasting, Nowcasting, K. A. Browning, Ed., Academic Press, Chap. 3. 1.
 清水重喜, 1964: 中部日本の熱的低気圧に伴う風の日変化について, 天気, 11, 138-141.
 鈴木力英, 河村 武, 1987: 夏型気圧配置時の中部日本における地上風系の特徴, 天気, 34, 715-722.
 Tosha, M., and I. Ichimiura, 1961: Studies on shower and thunderstorm by radar. Pap. Met. Geophys., 12, 18-29.

宇梶三男, 中三川浩, 1989: 栃木県における雷雲の発生と移動について, 研究時報, 別冊40, 80-81.
 宇田川和夫, 1966: 熱的低気圧と雷雨との関連について, 研究時報, 18, 487-489.
 渡辺真二, 1989: AMeDAS データを用いた地上擾乱の短時間予想, 研究時報, 別冊40, 70-71.
 吉崎正憲, 1996: 雷雨の発生環境について, 天気, 43, 734-738.

A Study on Generation and Movement of Air Mass Thunderstorms over Kanto Area in Summer 1995

Haruo Horie* and Kikuro Tomine**

* (Corresponding author) Department of Geoscience, National Defense Academy, Yokosuka 239-0811, Japan.

** Department of Geoscience, National Defense Academy.

(Received 14 March 1996; Accepted 27 February 1998)

第6回 日産科学賞および日産科学振興財団研究助成候補者の推薦募集

1. 日産科学賞

(1) 趣旨:

若手・中堅研究者の中から, 特に優れた業績を上げ, さらに今後発展の可能性が大である方を表彰し, 励ましと研究を支援することを通して, 学術文化の向上発展に貢献することを目的とする。

(2) 推薦基準:

自然科学分野(人文・社会科学分野との複合領域を含む)において, 以下に示すような学術文化の向上発展に大きな貢献をした満50歳未満(1999年3月時点)の公的研究機関に所属する研究者。

a. 学術研究における重要な発見

b. 新しい研究分野の開拓

(3) 賞の内容: 賞状, メダル, 副賞として研究奨励金500万円. 授賞人数は全体として原則2名.

この賞の応募には学会の推薦が必要です。日本気象学会では, 7月ごろに「学会外各賞推薦委員会」を開催して推薦者を選考する予定です。その際の参考にする

ため, 推薦するにふさわしい方をご存じでしたら, 簡単な推薦理由を添えて1998年7月15日までに下記までお知らせ下さい。

連絡先: 日本気象学会 学会外各賞候補者推薦委員会

2. 日産学術研究助成

(1) 総合研究・海外共同研究: 人間活動と環境との関わりを総合的に解明する学際的研究(詳細略)

(2) 一般研究・奨励研究: 次に例示するような先駆的, または独創的基礎研究

例: 地球表層環境に関する基礎研究

中堅層・若手の優れた研究者を重視するため, 一般研究においてはおおむね45歳以下, 奨励研究については35歳以下とする。

この助成の応募については学会代表者の推薦が必要です。日本気象学会理事長の推薦により応募したい方は, 8月14日までに日本気象学会あて申請して下さい。募集要領や応募用紙は日本気象学会事務局にあります。