関東地方の雷雨(その1)－雷雨日の大気鉛直構造の数値解析－

著者	小元 敬男, 米谷 恒春
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	14
ページ	65-78
発行年	1976-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000720

551.515.4:551.511:551.509.317(521.2)

関東地方の雷雨（その1）

——雷雨日の大気鉛直構造の数値解析*——

小元敬男・米谷恒春

国立防災科学技術センター第1研究部

Thunderstorms in Kanto District (Part 1)

—Numerical Study of Vertical Structure of Atmosphere—

By

Yukio Omoto and Tsuneharu Yonetani

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

Abstract

An effect of temperature change in the lower atmosphere on the diurnal variation of convective activity in the Kanto district is examined by means of a simple one-dimensional cumulus model. Data obtained from the special rawinsonde observations taken at Fujioka during the summers of 1972 and 1974 are used. In addition, routine rawinsonde data at Tateno are used for comparison and for statistical study. It is shown that the computed cloud tops C_t are strongly affected by the initial height C_b of an air parcel. The effect of differences in the initial vertical velocity and initial buoyancy of the air parcel is relatively small. It is shown that for $C_b > 1{,}500$ m the diurnal change in C_t is practically negligible. On the other hand, considerable differences in C_t are obtained by varying C_b when $C_b < 1{,}000$ m. The main reason for this is the relatively large vertical variation of the temperature lapse rate in the lower atmosphere where the vertical speed of an arising fictitious air parcel is still small.

As expected larger amplitudes of diurnal variation of C_t are obtained to air parcels starting at lower levels. The height of the maximum of the C_t curve with $C_b = 500$ m nearly coincides with the hour of the maximum temperature at the ground near Fujioka, which is 3–5 hours earlier than the thunderstorm peak in this area. This difference is due not only to the use of one-dimensional simple model but also to other effects affecting the diurnal variation in cumulonimbus development in the Kanto region.

It is found that there is no significant difference in the computed cloud tops

* 本研究は特別研究「積雲対流がもたらす災害の発生機構に関する研究」の一環として行なわれたものである.

between Fujioka and Tateno, except on days when severe convective activities took place in the vicinity of one of these stations. In such cases, too large C_t compared with the value at the other station or with the expected value from the general tendency was obtained at the station where such convective ativities took place. A diagram with the computed maximum vertical velocity W_{max} as abscissa and the temperature at 500 mb T_{500} as ordinate is made for the application to the forecasting of thunderstorms and hail incidents. It is revealed that the occurrence of hail is related not only to W_{max} but also to the temperature in the middle troposphere. However, better results for forecasting purposes may be obtained through a similar diagram using Showalter index and T_{500}.

1. はしがき

関東地方の夏季の雷雨はほとんどが熱雷か熱界雷であり，顕著な日変化をする．北関東では発雷の約 70% が 14 時から 20 時までの6時間に観測されている．この日変化の原因はすべて日射の影響であるともいえるが，次のように分けて考えると理解しやすい．第1に，地表面が熱せられることによる下層大気の昇温．その結果，下層大気の不安定度が増し，地表面付近に発生した熱泡 (thermal) が比較的低層でかなり加速されるので，条件付不安定の対流圏の上限にまで達する激しい対流セルにまで成長しやすくなる．下層大気の不安定度と関東平野北部の雷雨発生の間に密接な相関関係があることはすでに Yonetani (1975) によって指摘されている．第2は，不均一な地表面の昇温による局所的な上昇流の形成である．雷雨の発生数が山沿いの地方に多く，平野部の雷雨も山岳方面から移動してきた積乱雲によってもたらされることが多い一つの理由はこれである．第3は日中中部山岳地帯に発生する熱的低気圧の影響である．これについては別の報告に詳しく述べる予定である．簡単に述べると，（イ）内陸低気圧に吹き込む気流が関東平野の北と西を縁どる山岳によって強制上昇流となる．また，（ロ）この熱的低気圧に伴う収束線に沿って上昇流が形成される二つの場合が考えられるのであるが，この内陸低気圧とそれに伴う収束線の位置に日変化がある．

この報告では，従来，観測データがなかったために定量的議論のあまり行われなかった，下層大気の昇温の影響としての積雲発達の日変化について，実測値を用いた積雲モデルの数値計算を行った結果を示す．併せて，ここで用いた数値モデルの雷雨，降ひょう予報への応用を試みた結果を示した．

2. 資　　料

大気鉛直構造を調べるには，下層大気の気温変化を示すデータが必要である．日変化はとくに日中著しいが，気象庁の定時高層気象観測は9時と 21 時の1日2回で，日変化を推定することすら出来ない．当センターは，1972年に7月27日より8月2日まで，さらに1974年に7月30日より8月7日まで，それぞれ約1週間，群馬県藤岡でレーウィンゾンデによる

高層気象観測を実施した．この間，日中 3～4 回観測を行った日が 1972 年は 5 日，1974 年は 4 日ある．これらの日の観測時刻ならびに当日の群馬県内の対流活動を表 1 に示した．以下に述べる積雲対流の日変化に関する計算はこのデータを用いた．

表 1 藤岡における特別高層気象観測に関連したデータ．
Table 1 Data during the periods of special rewinsonde observations at Fujioka.

年 Year	月 日 Mon. Day	前橋の最高気温*	ゾンデ観測時刻 Time of obs. (JST)	群馬県内の雷雨 (○有，×無) ▲ ひょう有 §	備考 Remarks
昭和 47 年 (1972)	7. 27	21.0	11, 14	×	
	28	27.3	10, 14	×	
	29	28.5	9, 11, 14	×	
	30	34.2	9, 11, 14, 16	×	
	31	34.4	9, 14, 16	×	
	8. 1	31.4	9, 12, 15, 17	×	
	2	30.6	9, 12, 15, 18	○ ▲	県南部でひょう害 1 億円
	3	30.2	——	○ ▲	
	4	33.2	——	×	
	5	33.8	——	○	
昭和 49 年 (1974)	7. 30	33.7	——	○ ▲	県中部でひょう害 5 億円
	31	31.7	9, 11, 15, 17	○ ▲	
	8. 1	32.3	9, 11, 14, 16	○	
	2	32.9	9, 15	○	
	3	32.9	9	○	
	4	33.0	9, 11, 14, 16	○	
	5	31.9	9, 11, 14, 16	○	
	6	33.4	9, 15	○	西毛地域で雷害
	7	33.2	9	○ ▲	中部で大雨被害
	8	31.8	——	×	

* Maximum temperature at Maebashi, § Weather in Gunma Prect.
▲ hail, ○ thunderstorm, × no thunderstorm.

雷雨日の大気鉛直構造の一般的特徴を議論するには，上の表に示された藤岡の観測データは数が少なすぎる．そこで，茨城県館野の高層気象データも使用した．上層の気象要表の分布は地上よりはるかに単純であるとされているが，念のために館野と藤岡で同時刻に観測が行われた日について，雲頂高度の計算値を比べてみた（図 1)．計算値については次節で述べる．4 例ほど両者の値がかなり違っているが，大体において同様な雲頂高度が求められている．館野のデータを用いた雲頂高度 (C_{tT}) が藤岡のそれ (C_{tF}) より異常に大きな値となった 1972 年 7 月 30 日（a 点）は茨城県南部から千葉県北部に局地的大雨が降った日であり，逆に藤岡の値 (C_{tF}) が館野 (C_{tT}) より非常に大きかった 1974 年 8 月 7 日（b 点）は群馬県に降ひょうと大雨による被害が出た日であった．このような例外的な日を除いては，関東地

方の雷雨日の大気鉛直構造を議論するのには館野のデータでほぼ十分であると言えよう注).
参考までに対象地域周辺の地図を図2に示した.

館野のデータを用いた計算には，藤岡における特別観測の期間に前後 1～3 日を加えた期間の 1972 年7月 27 日から8月5日まで，および 1974 年7月 30 日から8月8日までの2期間，さらに，雷雨・降ひょう予報への応用を目的として 1967 年と 1968 年の5月 15 日から9月 15 日までの2夏季期間について行った.

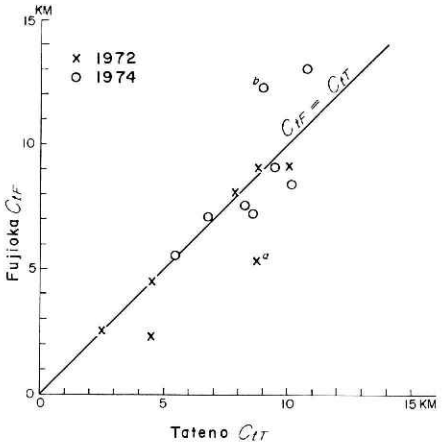


図 1　館野および藤岡のデータを用いて計算した雲頂高度の比較.

Fig. 1 Comparison of computed cloud tops using data at Tateno and at Fujioka during two special observation periods. The data denoted as *a* and *b* are for days with heavy rain near Tatano (July 30, 1972), and thunderstorms with hail near Fujioka (Aug. 7, 1974), respectively.

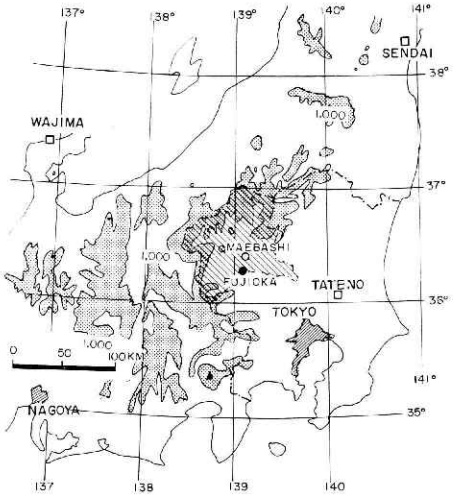


図 2　関東周辺地域の地形ならびに観測点配置図．□ は気象庁高層気象観測地点，● は藤岡.

Fig. 2 A map showing general topography, and observation sites around Kanto district. □ J.M.A's upper-air stations, ● NRCDP's special observation site. Shaded area is Gunma prefecture, and the Kanto district is bounded by a dash dott line.

3. 計　算　式

高層気象観測から得られる気温と湿度の鉛直分布を用いて，その日の積雲対流の強さを予想するために，種々の示数が提案されている．Showalter Index はその中でもっとも古い示数であるが，簡単に求められること，および雷雨予報にかなり良い成績をあげていることから，いまでも良く使われている．一方，対流理論の進歩に伴って，かなりリアリスティックな積雲対流の数値モデルが作られるようになり，その結果も予報に応用されている．Showalter

注)　この結論が大気鉛直構造の日変化の研究に当てはまらないことは，上記（本文）の議論から明らかである．また，激しい雷雨を伴う積乱雲の周辺では上層でも気温，水蒸気量，風向・風速の局地的変化が著しい．雷雨時における大気の三次元構造の研究には，米国で行われているような時間・空間ともに密度の高い高層気象観測が必要である.

Index は温度の単位（°C）を持つ示数に過ぎないのに対して，後者は雲頂高度，最大上昇速度，降水量など，現実的な表現で対流活動の激しさを予想できる利点を持っている．

この研究では高層気象データを方程式系（1)～(4）で表わされる基本的な一次元積雲モデルを用いて，雲頂高度 C_t，最大上昇速度 W_{max}，降水量 P_e を計算した．雲物理過程を無視した場合一次元湿潤対流は以下のように書くことができる．

$$\frac{dw}{dt}=g\left(\frac{T_v-T_{ve}}{T_{ve}}-l\right)-\mu w^2 \tag{1}$$

$$\frac{d}{dt}(q+l)=-\mu w(q+l-q_e) \tag{2}$$

$$\frac{dT}{dt}=-w\left\{\frac{g}{c_p}\left(1+\frac{Lq_s}{RT}\right)+\mu(T-T_e)+\frac{\mu L}{c_p}(q-q_e)\right\}\Big/\left(1+\frac{0.622L^2q_s}{c_pRT^2}\right) \tag{3}$$

$$\frac{dZ}{dt}=w \tag{4}$$

ここで c_p は空気の定圧比熱，g は重力加速度，l は雲中の液水量，L は水蒸気の凝結潜熱，q は雲中の比湿，q_e は周囲空気の比湿，R は空気の気体常数，t は時間，w は上昇速度，Z は高さである．なお，μ はエントレインメント率で，ここでは $\mu=0.00014$ とした．計算では $t=0$ で $\Delta T_{0v}=T_{0v}-T_{0v}\geqq 0$ の飽和空気塊が高度 C_b（以下では雲底高度と称する）から観測値で与えられた気温・湿度の分布を持つ大気中を上昇すると仮定する．この空気塊の最高到達高度 C_t を以下で雲頂高度と称する．初期条件としては，上の代りに気温・湿度ともに周囲大気と等しく初速度 w_0 を与える方法もあるが，w_0 をかなり大きくとらなければすぐに上昇が止まる場合が多く，実用的ではないことが分った．実際の計算は，$t=0$ における温度差 $\Delta T_0=0.0$, 0.5, 1.0 の3通りについて行った．ここで $\Delta_0 T=0.0$ の場合でも $q=q_s>q_e$，したがって $\Delta T_{0v}>0$ である．

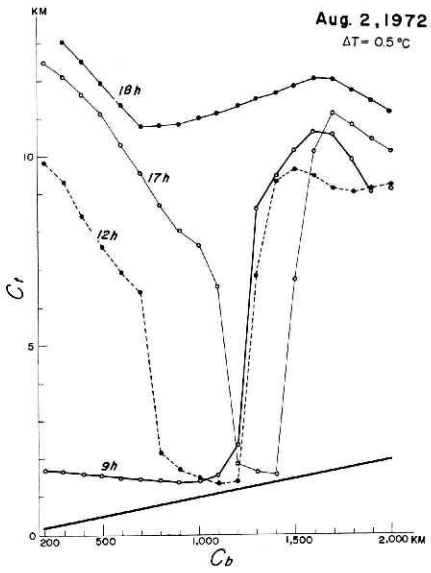


図 3 昭和 47 年 8 月 2 日の藤岡における観測データによる雲頂高度．但し $\Delta T=0.5°C$，雲頂高度は 200 m から 2,000 m まで 100 m きざみに計算した．

Fig. 3 Variation of C_t with different values of C_b, for 2 August 1972. Here $\Delta T_0=0.5°C$ is used.

4. 初期条件の影響

初期条件の計算結果に与える効果を次に示す．図3は C_b を変えた場合に生ずる C_t の変化を 1972 年 8 月 2 日の藤岡における 4 回の観測について計算した結果である．この日，夕刻

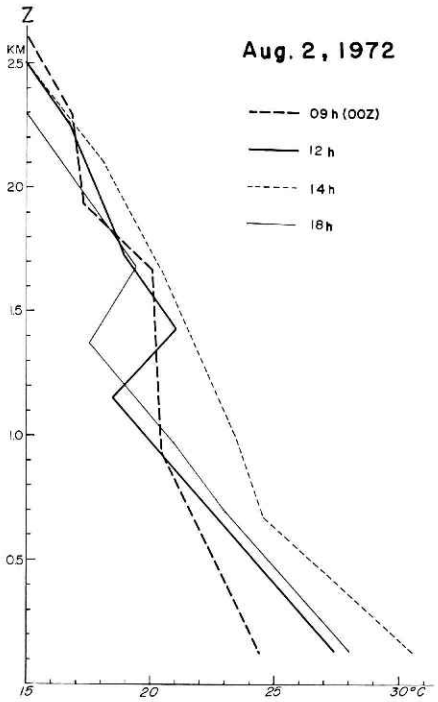


図 4　昭和 47 年 8 月 2 日，藤岡における下層大気の気温分布の変化．

Fig. 4　Change of thermal structure below 2,000 m at Fujioka on August 2, 1972.

より群馬県中・南部は激しい雷雨に見舞われ，伊勢崎南部ではひょう害，沼田市周辺では水害がでた．この図から C_b が 1,500 m 以上では雲頂高度 C_t が 10 km 以上と大気が積乱雲の発達し易い状態にある結果を出しているが，以下では C_b の取り方によって非常に違った C_t が求められている．

まず，9時についてみると，C_b<1,200 m では雲頂は 2,000 m 以上になることはない．C_b=1,000 m で上昇距離（雲の厚さ）が最短となるが，下層大気の温度分布（図 4）はこの高度が安定層の下端に当っていることを示している．C_b<1,100 m の空気塊の上昇はすべてこの安定層内に止まり，C_b=1,200 m の空気塊は，1,900～2,300 m にあるもう一つの安定層内で上昇が止まる．次に 11 時および 17 時の観測値に対する計算は地面近く（C_b<500 m）および 1,400 m 以上の高度から上昇させた空気塊は積乱雲高度に達しているに対し，その間の C_b を持つ空気塊の上昇距離は非常に小さい．この理由も図4から明かで，12 時には 1,150 m と 1,430 m の間に，18 時には 1,370 m と 1,670 m の間に，それぞれ逆転層があり，この層内で上昇気塊が著しく減速されるからである．14 時には下層大気の昇温が著しく，下層の安定層は消失しており，どの高度から気塊を上昇させても積乱雲に発達する計算結果が得られる．この日の観測では 5 km 付近にも薄い安定層が見出されたが，この高度に達した仮想気塊は最大上昇速度に近い大きな値を持っており，雲頂高度の計算値に与える影響は小さかった．

次に，ΔT_0 を違えることによる雲頂高度の差をみるために上と同じ 1972 年 8 月 2 日のデータについて ΔT_0 を 0.0, 0.5, 1.0°C の 3 通りについて計算した結果を図 5 に示した．C_t が C_b によってあまり変らない 14 時のデータについては，ΔT_0 の違いも C_b とは関係なく ΔT_0=0.5°C の変化に対して，C_t の差は 500～700 m である．ΔT_0=0.0°C と 1.0°C とした場合の差が最大になるのは C_t が極少になる C_b=1,300 m である．一方，C_b によって C_t が非常に違った値をとる 9 時のデータを使った場合，上昇距離が急激に増加する C_b で ΔT_0 の違いによる C_t の差が非常に大きくなる．たとえば，C_b=1,100 についてみると，ΔT_0 =1.0°C の気塊は安定層を突き抜け 7,600 m にまで達するが，Δt が 0.5°C と 0.0°Cの気塊

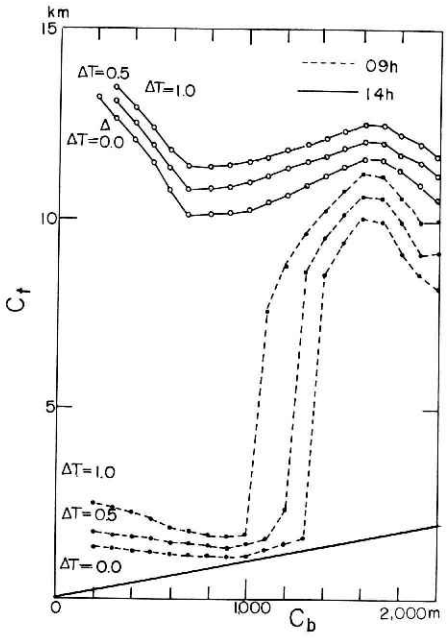


図 5 気温差および雲底高度を変えた場合の雲頂高度の変化．昭和 47 年 8 月 2 日藤岡における 9 時および 14 時の観測データについての計算結果．

Fig. 5 Change in C_t with varying ΔT and C_b. Data are for 09 JST and 14 JST observations on August 2, 1972 at Fujioka.

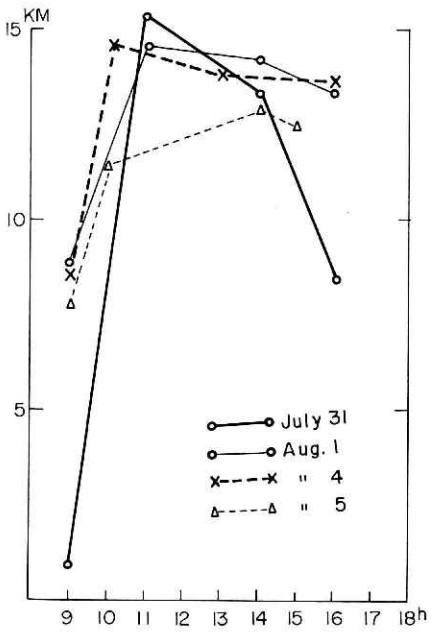


図 6 1974 年の夏期観測データから求められた雲頂高度の日変化．ただし，C_b=500 m, ΔT_0=0.5°C 以下おなじ．

Fig. 6 Change of C_t with hours for 4 days during the 1974 observation period. Computations are made with C_b=500 m, and ΔT_0=0.5°C.

はそれぞれ，1,600 m および 1,300 m と安定層内で止まる．ΔT_0=0.5°C の気塊が安定層を抜けるのは C_b=1,300 m, ΔT_0=0.0°C とした場合は 1,400 m である．

5. 下層大気の昇温の影響

夏季の晴天日における前橋の地上気温の日較差は 10～12°C である．この値は高さと共に減少し，高度約 3 km ではほとんど日較差はなくなる．単純化したモデル大気でこの下層における気温の日変化の影響をシミュレートすることはできるが，実測値を用いる方が良いことは明かである．理想的には 2 時間間隔でい度の連続観測データが必要であるが，藤岡の観測では変化の激しい日中に 4 回放球することがせいいっぱいであった．以下ではほぼ同じ気象状況が続いた 1974 年夏期観測 1 日 4 回観測が行われた 7 月 31 日，8 月 1 日，4 日および 5 日のデータから得られた平均的特徴について述べる．

図 6 はこれら 4 日について C_b=500 m, ΔT_0=0.5°C とした場合の C_t である．この結果は，対流雲が積乱雲高度に発達する状態になるのは正午前であり，C_t の最大値は 12～13 時頃おこり，その後夕方までゆっくり減少することを示している．仮想空気塊の出発高度 C_b

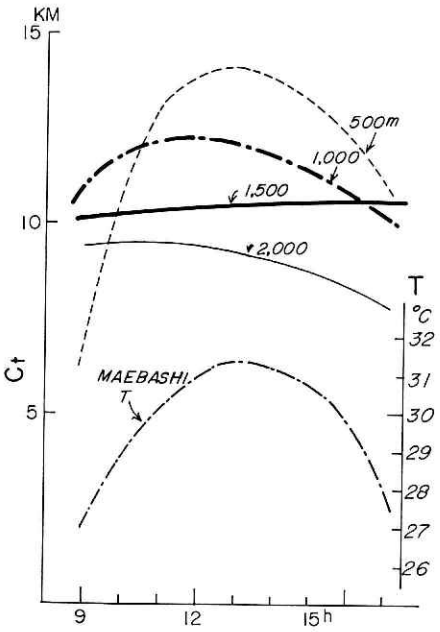


図 7　1974 年夏期観測データによる平均的雲頂高度の日変化.

Fig. 7　A schematic diagram showing the daytime portion of diurnal variation of computed cloud tops typical to airmass thunderstorm in Kanto district. The 1974 data at Fujioka are used. Slight diurnal effect is seen for computation using C_b>1,500 m.

を変えて C_t の変化をみるために，この4日のデータについて C_b=500, 1,000, 1,500, 2,000 m とした場合の計算結果を平均・平滑化したのが図7である．この図には，同じ4日について前橋の毎時気温の平均値も示した．計算雲頂高度の日変化は，当然のことではあるが，C_b が低いほど大きく，C_b>1,500 m では日変化がほとんどみられない．この事は，気温の鉛直分布の日変化が積乱雲発達におよぼす影響は，北関東では 1,500 m 以下の層だけを問題にすればよいことを示唆している．

図6および図7に示された Ct の時間変化のピークは関東地方における夏季の発雷の日変化のピークよりも数時間早くあらわれている．この理由として，第1に，実際の積乱雲の発達過程は使用したモデルとは比較にならないほど複雑なものであるということである．モデルに雲物理過程を取り入れるとか，1次元ではなく2次元，3次元の数値モデルに発展させることによって，より実際に近い結果が得られる．しかし，境界条件やならびに初期条件をどれだけ実際に近いもので与えることができるかという問題があり，雲を取りまく環境の変化は無視できない．これと関連することであるが，対象地域の地上風系の日変化と激しい雷雨発生の日変化が関係していることは，既に上に述べた．

6.　C_t の地域代表性

高層気象観測を行っている気象官署は全国で 17 カ所に過ぎず，関東地方では館野の1カ所だけである (図 2)．すでに述べたが上層では下層に比べて気温・風などの局地的変化があまりないとされている．しかしながら，実際の積雲対流のスケールならびに一次元積雲モデルの性質から考えて，群馬県における雷雨を館野のデータだけで議論できるであろうかという疑問はしばしば出される．この節では藤岡で特別観測の行われた期間について，館野と藤岡の観測データを使った C_t を関東地方における対流活動と比較しながら検討する．計算はすべて ΔT_0=0.5°C, C_b=2,000 m の場合を示した．なお，両地点で同時刻に観測が行われた場合については図1で比較してある．

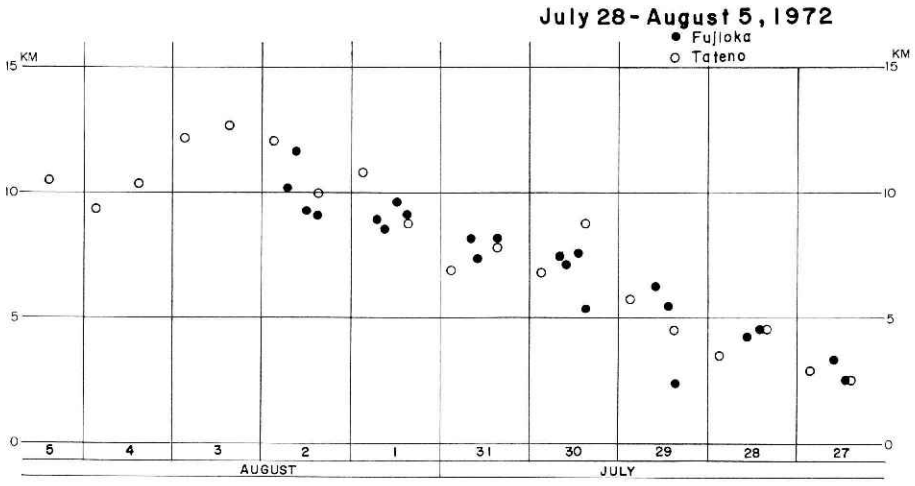


図 8 1972 年 7 月 27 日より 8 月 5 日までの計算雲頂高度の変化．○ は館野，● は藤岡の値

Fig. 8 Values of C_t at Tateno and Fujioka for the period July 27 through August 5, 1972. Computations are made with $\Delta T_0=0.5$°C and $C_b=2{,}000$ m.

図 8 は 1972 年夏季の観測期間の C_t の変化である．かなりのバラツキはあるが 7 月 27 日から 8 月 3 日までほぼ直線的に増加し，その後，いく分減少している傾向がみられる．この間の天気は前半オホーツク海高気圧の影響で地上気温は低く，逆に上層が高温で対流活動は発達しがたく，30 日より急に暑くなった．しかし，上層暖気は 1 日頃まで残っており，北関東で雷雨が発生したのは 8 月 2 日以後である．とくに 8 月 2 日と 3 日は群馬県でも降ひょうを伴う激しい雷雨になった．両日の雷雨系の行動については八木ら（1976）および清野・小元（1976）の報告がある．また 8 月 4 日は各地ともに弱いにわか雨程度しかなかったが，5 日には群馬県西部などで 100 mm を越す大雨を伴う激しい雷雨が発生した．この天気変化は C_t の変化とよく合っている．なお，7 月 30 日には北関東ではあまり多くなかったが，茨城県南部を中心に局地的にかなりの降雨があった．館野の 9 時の C_t が全体の傾向ならびに藤岡の値と比べて異常に大きくなっているのは，この影響かも知れない．

次に 1974 年夏期の特別観測期間の C_t の変化を見よう（図 9）．この期間は，関東地方の発雷日が連続 10 日という記録的に不安定の状態が続いた時にあたった．対流活動のとくに激しかった 7 月 30 日，31 日，および 8 月 7 日には群馬県内で降ひょうが観測された．このうち 7 月 30 日と 8 月 7 日については藤岡の観測データがあり，両日ともに C_{tF} が C_{tT} より著しく大きくなっている．藤岡における観測は 8 月 7 日で終了したが，参考までに館野については 8 月 8 日まで雲頂高度を計算した．この 8 日から 10 日まで北関東における雷雨は中休みとなった．C_t も 8 日に急に低くなっている．

上に述べたように藤岡の雲頂高度 C_{tF} と館野の雲頂高度 C_{tT} の間に著しい差のあった日には，それぞれの観測地点付近で降ひょうや大雨を伴う対流活動が発生している．これが重

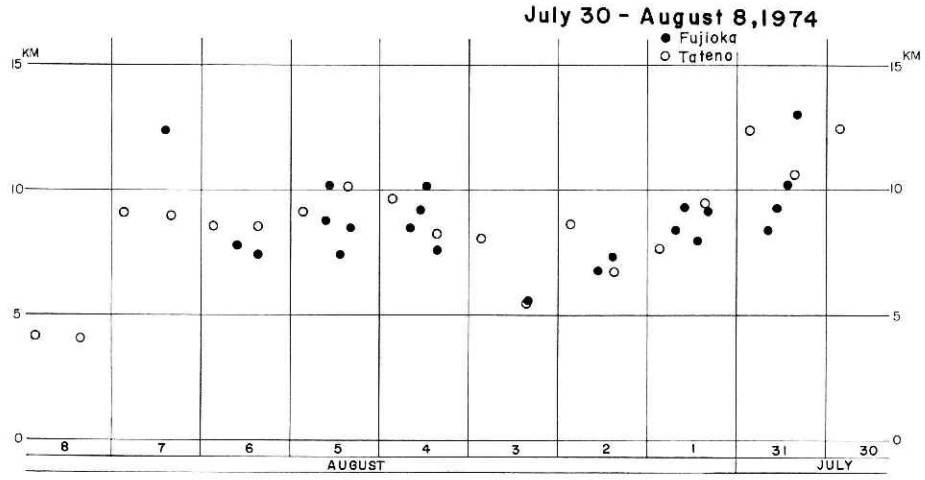


図 9　1974年7月30日より8月8日の期間の計算雲頂高度の変化.
Fig. 9　Values of at Tateno and at Fujioka for the period July 30 through August 8, 1974.

要な意味をもつと考えるには例数が少なすぎる．ただ一般的に図8および図9に示されたC_tの変化傾向が関東地方の対流活動の変化とよく対応しているということは出来よう．すなわち，館野（又は藤岡）の高層気象観測データが示す大気の安定状態は北関東の大気状態を代表していると見てよいと言える．

7.　雷雨・降ひょう予報への応用

前節の結果は9時の館野の高層観測データから，その日の積雲の発達程度を予報することができることを暗示している．ここでは1967年と1968年のそれぞれ5月15日から9月15日までの各4カ月間のデータについて調べた結果を示す．前節までは雲頂高度C_tでその日の対流活動の激しさを表わしたが，ここでは最大上昇速度W_{max}を用いる．C_tとW_{max}の間には図10に示された関係がある．降ひょう予報への応用を考えると，雲中における最大上昇速度だけではなく，上層の気温も重要な予報因子と考えられる．従って，ここでは500 mbの気温T_{500}とW_{max}の組合せを用いた．図11がその結果である．図中，▲は関東地

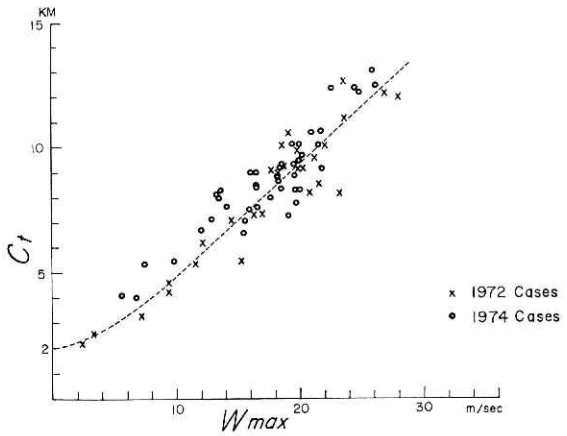


図 10　使用した一次元積雲モデルによる計算雲頂高度と，最大上昇速度の関係.
Fig. 10　The relation between C_t and W_{max}.

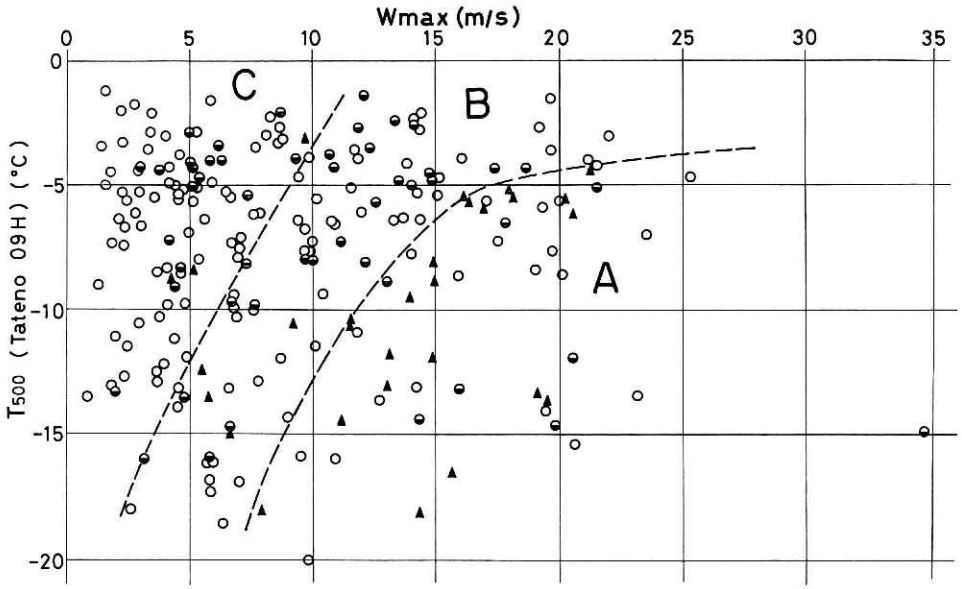


図 11 最大上昇速度 W_{max} と 500 mb の気温の組合せと，関東地方における対流活動の関係.

Fig. 11 Convective activity in Kanto district (▲ hail day, ◒ thunderstorm day without hail report, ○ other day) in relation to the computed maximum vertical velocity and 500 mb temperature using Tateno 09 JST sounding, for the periods May 15 through September 15, 1967 and 1968.

方で降ひょうが観測された日，◒は雷雨が観測されたが降ひょうの報告のなかった日，○はその他の天気の日である．全体的な傾向から，図に示された領域をそれぞれ，A：降ひょうの可能性大，B：降ひょうを伴わない雷雨の可能性大，および C：雷雨，降ひょうの可能性小の 3 つに分割することが出来よう．これを Showalter Index と T_{500} の組合せについて同様な図を作った場合（図 12）とくらべてみると，あまり良くない．このことは，ごく簡単な操作で出きる Showalter Index がいまだによく使われる原因にもなっている．一方，1972 年および 1974 年の特別観測期間だけについて調べてみると，W_{max} を使った場合でもかなり良く合っている（図 13）.

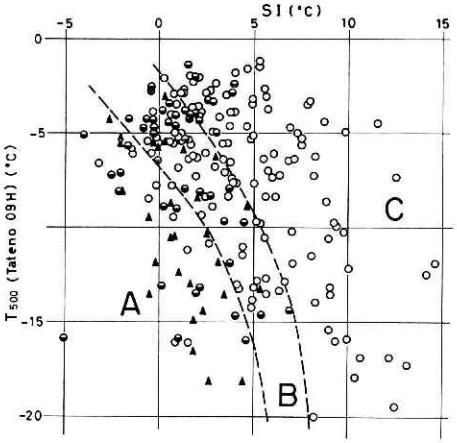


図 12 500 mb 気温と Showalter Index の組合せと，関東地方における対流活動の関係.

Fig. 12 Convective activity in Kanto district in relation to the 500 mb temperature and the Showalter Index. The data are the same as in Fig. 11.

今回用いた一次元積雲モデルによる予報法が，以前から使われている方法にくらべてとくに良いとはいえない．しかし，Showalter Index は結果が 850 mb の気温と水蒸量，お

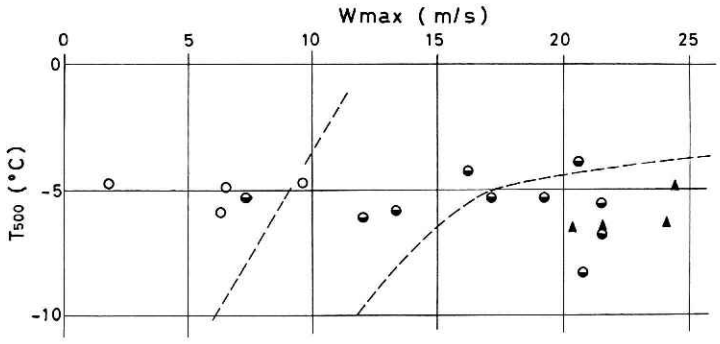


図 13　1972 年および 1974 年の観測期間中はおける T_{500} と W_{max} の関係.

Fig. 13　Same as Fig. 11, but for the 1972 and 1974 special observation period.

よび 500 mb の気温のみで決まるに対して，一次元積雲モデルは C_b より C_t までの大気層の気温と水蒸量の連続的分布を用いており，物理的には後者の方がすぐれている．物理的によりすぐれたモデルがより良い予報効果をあげるとは必ずしもいえないが，積雲モデルを使った予報法に改良の努力が必要なことはいうまでもない．

次に参考までにこの方法による降水量予報を試みた結果を簡単に述べる．以下で計算降水量 P_e とは，

$$P_e=\int_{C_b}^{C_t}\rho l\,dz \qquad (5)$$

で定義される量である．P_e を雨量の単位で表わすことが出来るが，実際の降水量とは物理的に違ったものである．従って P_e を第2表に示したように関東全域，群馬県，および館野よりそれぞれ 25 km, 50 km 以内の地区という地域の平均面積雨量 ($\bar{P}_0$) と比較することは

表 2　計算雨量と実測面積平均雨量

Table 2　Computed precipitation amounts and actual area averaged preciapitation amounts for the 1972 observation period.

DATE	P_e (mm)		$\bar{P}_0$ (mm, 24 hr)			
1972	Tateno	Fujioka	Kanto	Gunma	Tateno <25 km	Tateno <50 km
7. 27	0.5	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0
28	4.9	4.9	0.+	0.+	0.0	0.+
29	5.6	0.4	0.+	0.0	0.0	0.0
30	22.9	9.1	4.3	0.2	15.4	10.7
31	18.3	18.9	2.3	0.1	0.7	1.1
8. 1	20.9	21.9	0.6	0.+	0.1	0.3
2	24.6	21.3	5.7	13.9	0.0	0.5
3	30.0		4.4	9.0	0.1	0.4
4	26.1		0.5	0.2	0.0	0.2
5	27.6		3.8	9.8	0.0	0.1

問題であるが，ここでは予報示数として考える．計算は 1972 年のデータについてのみ行った．表2は，P_e と $\bar{P}_0$ の関係がきわめて悪いことを示している．しいて関係を見出すとすれば，量的にはかなりの差はあるが，計算値と関東全域の平均降水量の間にやや相関があるといった程度である．予想されることではあるが，一次元モデルを雨量予報に使うのは無理である．

8. むすび

大気鉛直構造の日変化が対流雲の発達に与える影響を見るために，1972 年と 1974 年の夏季に藤岡で実施したレーウィンゾンデ観測データを用い，簡単な一次元積雲モデルにおいて高度 C_b から上昇する飽和空気塊の到達（雲頂）高度 C_t と最大上昇速度 W_{max} を計算した．初期条件のうち初速または温度差を変えることによる影響は一般に小さく，C_b のとり方が C_t 又は W_{max} に決定的ともいえる影響を与えることが明らかになった．この理由は，気塊の上昇速度の小さい下層において，気温減率の鉛直変化が大きいためである．当然のことではあるが，C_t の日変化は C_b を低くとる程大きく，C_b が 1,500 m 以上ではほとんど消失する．しかしながら，C_t の日変化曲線と実際の発雷の時刻別ひん度曲線の間にはかなりの差が見出される．統計によると，前橋における降ひょう発生時間のピークは 14～15 時である (Omoto, 1967)．南関東ではさらに遅い．しかし計算ではピークは 13 時頃で正午前にピークに近い値が得られている．一次元モデルを使う限りこの時間的ずれを無くすることはまず無理であろう．本報告の冒頭で述べたように，関東地方の雷雨の日変化は他の要因が影響を与えているが，これらを一次元モデルに組入れることはできない．

今回用いた一次元積雲モデルによる雷雨・降ひょう予報は Showalter Index を使った場合にくらべてすぐれているとはいえない．このことは，より物理的なモデルが適中率においてよりすぐれた予報法と言えないことを意味している．ただし，初期値あるいはパラメータの選び方を変えることによって，予報モデルとしての改良は可能であろう．

個々の計算値に多少のばらつきが認められるが，館野あるいは藤岡のいずれか一方のデータを用いても，関東地方の対流活動の指標となる計算雲頂高度の日々の変化が大体把握できることがわかった．しかしいずれかの観測地点付近でとくに雷雨活動の激しかった日について，問題の地点の値を用いた C_t に全体の変化傾向からみても異常といえる大きな値が得られていることは，例数が少ないとはいえ，注目すべきかも知れない．

謝　辞

藤岡で実施した高層気象観測に際して，気象庁高層課の応援を得ました．また，群馬県藤岡農業改良普及所より場所の提供ならびにいろいろと便宜を与えられました．ここに関係者に厚く謝意を表します．

参 考 文 献

1) Omoto, Y. (1967): Characteristics of hailstorms in Japan. *J. Agric. Meteorol., Tokyo*, **23**, 115-121.
2) 清野　豁，小元敬男 (1976)： 1972 年 8 月 3 日のひょう雲の構造と行動．国立防災科学技術センター研究報告，第 14 号，53-63.
3) 八木鶴平，清野　豁，小元敬男 (1976)： 北関東に豪雨およびひょう害をもたらした昭和 47 年 8 月 2 日の雷雨群のレーダーエコー解析．国立防災科学技術センター研究報告，第 14 号，37-52.
4) Yonetani, T. (1975): Characteristics of atmospheric vertical structure on days with thunderstorm in the northern Kanto plain; a statistical analysis. *J. Meteorol. Soc. Jap.*, II, **53**, 139-148.

(1975 年 8 月 28 日原稿受理)