

北関東地方の雷雨発生日の大気安定度

米谷恒春

国立防災科学技術センター第1研究部異常気候防災研究室

Atmospheric Stabilities on Days with Thunderstorms in the Northern Kanto District

By

Tsuneharu Yonetani

National Research Center for Disaster Prevention, Tokyo

Abstract

Stabilities of atmosphere are investigated for the 218 days of the periods from 15 May to 31 August of the years 1967 and 1968.

In this paper an instability index of upper layer is defined by the maximum updraft velocity calculated by a one-dimensional cumulus model. The mean instability index of upper layer for all the investigated days is 10.7 m/s and that for the days with thunderstorms in the northern Kanto plain is 14.0 m/s. And the number of days of unstable upper layer when the instability index exceeds 10 m/s is 102, and 49 out of 102 is the number of days when thunderstorms occurred in the northern Kanto plain. This means that there exist some factors that play an important role in the occurrence of thunderstorm.

The stability of lower layer (1,000-1,800 m) is considered as one of these factors. A stability index of this layer is calculated in the same way as Showalter index, namely, the difference between the observed temperature at 1,800 m and the acquired temperature of the air adiabatically lifted from 1,000 m to 1,800 m. Mean stability indices of the lower layer on days with thunderstorms and on days without thunderstorm, but when the instability index of upper layer exceeds 10 m/s, are 1.7 and 3.2, respectively.

It is also shown that when an air-mass thunderstorm broke over the mountain area and moved to the Kanto plain, both of the upper and lower layers are unstable. When the air-mass thunderstorm occurred in the mountain area only, both of the two layers are stable, or upper layer is unstable but lower layer is stable.

Another role of lower layer is that, when thunderstorm with hail occurred, water vapour content is low in a layer between the ground and the height of 1,800 m.

All these suggest the importance of lower layer for the occurrence of thunderstorm in the northern Kanto plain.

1. ま え が き

北関東の夏は雷雨が日本で最も多いことで知られ、特に雷雨に伴うひょうで農作物の被害が毎年起こっている(小元, 1968, 1971). われわれのプロジェクトである降ひょう抑制にとって、降ひょう予報の開発は重要課題の一つである。降ひょう予報は雷雨の発生と同時にその激しさを予測することであり、雷雨予報よりさらに難しい問題である。ところで、雷雨予報は一例として次のような手順によってなされている(鯨井, 1964).

- (1) 天気図が発雷しやすい型かをみる.
- (2) 高層天気図によって上層への寒気移流の有無を予想する.
- (3) 対流不安定かどうか、大気安定度を調べる.
- (4) 対流不安定を解消し対流活動を起こす外力、すなわち引金作用をするものの存在を調べる.

これらのうち量的に表わされるものに、(3)の大気安定度がある。大気安定度を表わす指数としては、Showalter の安定度指数が良く知られている(Showalter, 1953). この指数は、850 mb と 500 mb の2点の温度と湿度によって決まる。

雷雨予報で大気安定度を調べるのは、雷雨は大気が不安定な時に発生するからである。しかし、大気不安定が雷雨発生の必要条件であっても十分条件でないことはよく知られており、特に、激しい雷雨と風の場合との関連が指摘されている(Fawbush et al., 1951; Newton, 1967). このように対流現象の発生とその激しさを論じるには、より大きな場の状態を無視することはできないと考えられている。しかし一方では、地表でのひょうの大きさが大気鉛直構造だけから予想することができるという報告もある(Petterssen, 1956).

そこで、北関東の雷雨・降ひょう予報の試みを行なう最初のアプローチとして、この報告ではより大きな場の状態は考えずに、雷雨日と無雷日ならびに降ひょう日と非降ひょう日について大気安定度や水蒸気量について調べた。大気安定度は上層と下層にわけて考えた。

2. 上層の大気安定度と雷雨の発生

大気の安定度を表わす一つの要素として、対流気塊に期待される上昇速度がある。これは、アメリカで種まき実験の際に効果判定に使用されている一次元対流雲モデルによって、計算されるものである(Simpson and Wiggert, 1969, 1971; Weinstein and MacCready, 1969; Weinstein, 1970). はたして、一次元モデルにより得られる上昇速度が北関東の雷雨発生の指標になっているかを最初に調べてみよう。

さて、このモデルによって計算される上昇速度は、熱、水および運動量の保存をあらわす次の各式を連立させて求めることができる。

$$\frac{dT}{dt} = -W \left[\frac{g}{c_p} \left(1 + \frac{q_s L}{RT} \right) + \mu(T - T_e) + \frac{\mu L}{c_p} (q - q_e) \right] / \left(1 + \frac{\epsilon L^2 q_s}{c_p RT} \right), \quad (1)$$

$$\frac{dQ}{dt} = -\frac{dq_s}{dt} - \mu(q - q_e + Q), \quad (2)$$

$$\frac{dW}{dt} = g \left(\frac{T_v - T_{ve}}{T_{ve}} - Q \right) - \mu W^2. \quad (3)$$

ただし、 c_p : 空気の定積比熱、 g : 重力加速度、 L : 蒸発熱、 Q : 積雲単位質量中の水滴量、 q : 積雲単位質量中の水量、 q_e : 大気単位質量中の水蒸気量、 q_s : 温度 T に対する飽和水蒸気量、 R : ガス定数、 T : 積雲中の温度、 T_e : 大気中の温度、 T_v : 積雲中の仮温度、 T_{ve} : 大気中の仮温度、 W : 積雲中の上昇速度、 z : 高度、 $\epsilon=0.622$ 、また μ は積雲とまわりの大気との混合の強さを示す定数で、以下の計算には $\mu=0.14 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ を用いた*。

Showalter などが使っているのとはほぼ同じ高度範囲の安定度を調べるために、この研究では 1,800 m より上空に (1)-(3) 式を適用して、上層の安定状態を最初に求めることにする。これらの式から求まる速度の次元を持つ W は、安定度を表わす一つの助変数と考えられる。

W を求める際の気塊の初期条件として、高度 1,800 m で $W=0$ 、周囲大気との温度差 $T - T_e = 0.5^\circ\text{C}$ 、水蒸気量は湿度 100% とした。その他の条件、すなわち q_e 、 T_e は館野高層気象台における午前 9 時の観測値を用いた。計算によって求められた W の鉛直分布を見ると、各々の日によって異なるが、大気中の不安定度の比較的小さい時は高度 3~4 km で最大値をとり、それより上層で次第に小さくなって零に近づく形をしている。

これらの特徴より W の最大値 W_M を、この研究での上層大気中の不安定度指数として用いることにする。この指数は、2 点から大気中の不安定度を判定する Showalter 指数よりは、適切なものと考えられる。

1967 年と 1968 年の 5 月 15 日から 8 月 31 日までの 218 日間について上層の不安定度指数を計算し、雷雨が発生した日とそうでない日に分けて、度数分布を図 1 に示した。(なお雷雨日の資料は、気象庁予報部発行の電力気象概報によった。) 雷雨が北関東平野部に発生した 73 日間の上層大気中の不安定度指数の平均値は 14.0 m/s、全調査期間 218 日間の平均値は 10.7 m/s となった。さらに上層大気中の不安定度指数が 10 m/s を越え対流雲の発達することが期待された日のうち、実際に平野部に雷雨の発生した日数は 53 日に対し、発生しなかった日数はこれよりわずかに少ない 49 日であった。これは、雷雨の発生をここで求めた上層の不安定度指数だけから予報することができないことを意味する。すなわち、対流雲の発達にはこれ以外の因子が北関東では重要な役割を果たしていることを示している。

* μ は対流雲の半径に反比例する変数として取り扱われることが多い。そしてこの取り扱い方法、値については多くの議論がなされている (Warner, 1970, 1972; Cotton, 1971; Weinstein, 1971; Simpson, 1971, 1972)。ここでは、成長している対流雲の質量は 400 mb 上昇するごとに、周囲大気を吸い込んで元の質量の倍に増加しているという報告 (Haltiner and Martin, 1957) により、5,000 m 上昇すると質量が倍になる値とした。

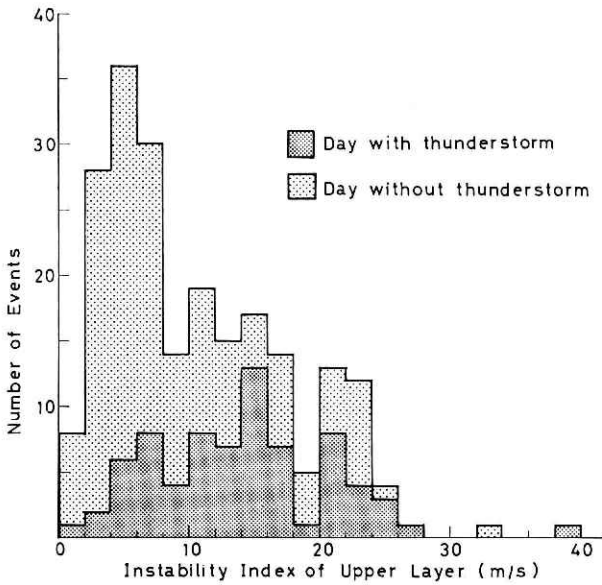


Fig. 1. Histograms of instability index of upper layer. The mean instability index of upper layer on investigated days (15 May-31 Aug. in 1967 and 1968) is 10.7 m/s and that on days with thunderstorms in the northern Kanto plain is 14.0 m/s. The instability index of upper layer is calculated by a one-dimensional cumulus model with equations (1)-(3). An initial condition is temperature excess from ambient air with 0.5°C and no vertical velocity at 1,800-m height.

ので、こんどはそれより下層の安定度との関係を調べてみることにする。ここでは 1,000-1,800 m の層をとり、この層の安定度を Showalter による方法を応用して定義した。すなわち、1,000 m の気塊を断熱的に 1,800 m まで上昇させた時の気塊の温度 θ を、1,800 m の観測気温 T_e から引いた温度差 ($T_e - \theta$) で示した。したがって、この値が負で小さいほど下層大気は不安定であり、正で大きいほど安定である。この ($T_e - \theta$) をこの研究での下層大気の安定度指数とする。

図 2 は前節で調べたのと同じ期間の下層の安定度指数の度数分布である。A 図は平野部に雷雨のあった日、B 図は無雷雨のうち、上層の不安定度指数 W_M が 10 m/s を越えた比較的不安定な日である。A 図と B 図を比較してわかることは、雷雨があった日はなかった日に比べて、下層の安定度指数が平均して小さく不安定なことである。

次に雷雨のうち「熱雷」と報告されている日だけを取り出し、上層の不安定度指数と下層の安定度指数をみたのが図 3 である。熱雷は前記の期間だけでは回数が少なかったため、さらに 1965 年と 1966 年の 5 月 15 日～8 月 31 日の期間中に発生した熱雷も追加した。黒印は山岳地帯に熱雷が発生しそれが平野へと移動した日、白印は山岳地帯にのみ熱雷が発生し平野部には発生しなかった日である。この図は興味ある結果を示している。すなわち、

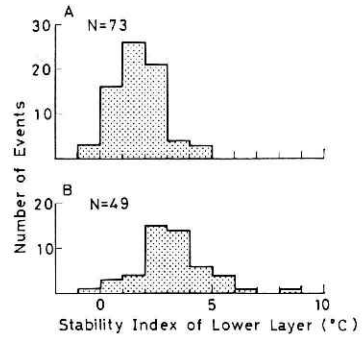


Fig. 2. Histograms of stability index of the lower layer (1,000-1,800 m). A is for days of thunderstorm in the northern Kanto plain. B is for days of no thunderstorm when instability index of upper layer exceeds 10 m/s. The mean values are 1.7 and 3.2, respectively.

3. 下層大気の安定度と雷雨の発生と移動

前節では上層の安定度と雷雨発生の関係が見いだせなかった

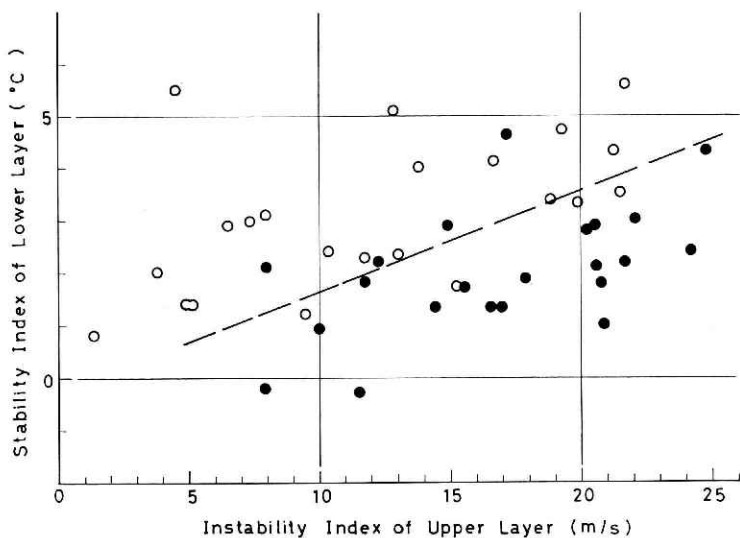


Fig. 3. Relation between the stability index of lower layer and the instability index of upper layer on two types of days of thunderstorm. Black circles are days when air-mass thunderstorm broke into the mountain area and moved to the Kanto plain. White circles are days when air-mass thunderstorm broke into the mountain area but no thunderstorm occurred in the Kanto plain.

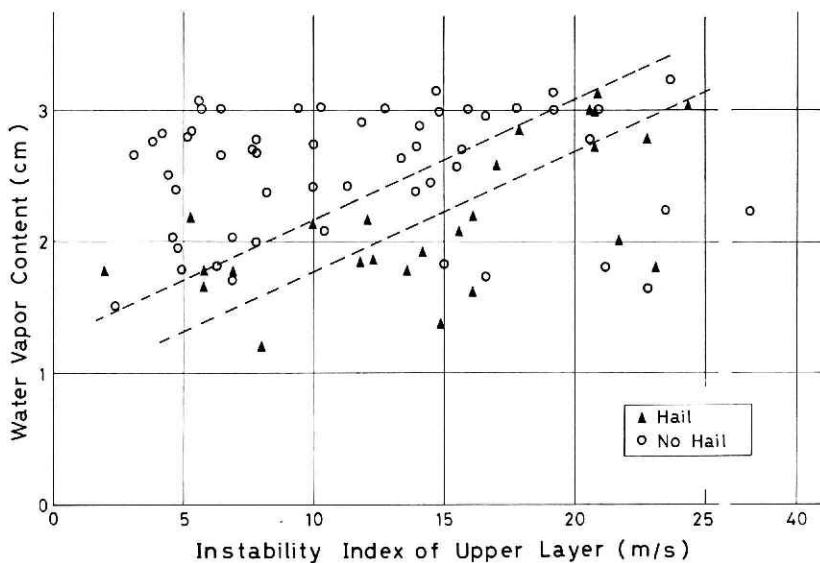


Fig. 4. Dependence of hail on instability index of upper layer and on water vapour content. Water vapour content is the total mass of water per unit area in a layer between the ground and the 1,800-m level.

(1) 上層と下層共に不安定な時(図の右下の部分)は、雷雨が山岳地帯に発生し平野へと移動する傾向が強い。

(2) これとは逆に、上層・下層共にそれほど不安定でない時あるいは上層が相当不安定であっても下層が安定な時は、雷雨が山岳地帯に発生しても平野部に移動してくることが少ない。

上記の関係は上層と下層とを分ける高度を 1,800 m とした場合であるが、上層と下層とを分ける境界高度を 1,600 m または 2,000 m としても結果はほとんど同じになった。なお熱雷以外の雷雨について図3と同じ関係を調べてみたが、図3のような傾向は見られるが、あまり顕著ではなかった。

4. 雷雨に伴う降ひょうと下層大気の水蒸気量

図4に北関東平野に雷雨の発現した日を、ひょうを伴った日(黒三角印)と伴わなかった日(白丸印)とに分類し、関東平野における上層の不安定度指数と下層大気中に含まれる水蒸気量との関係を示した(1967年と1968年の熱雷以外も含む)。下層大気の水蒸気量は地上から 1,800 m までの間の単位断面積の気柱に含まれる全水蒸気量で、館野高層気象台の9時の観測値を使って求めた。降ひょう日は、主に農作物等に被害の発生した日だけが報告されている「東京管区異常気象報告」に掲載された日とした。

ところで図4によると、雷雨がひょうを伴う場合は上層大気が不安定でしかも下層大気の水蒸気量が少ない時に多い傾向がある。これに対して雷が発生してもひょうを伴わない場合は、上層大気がそれほど不安定でなく、しかも下層大気が湿潤の時に多い傾向がある。この事実に対する物理的解釈は現在のところよくわからないので、更に詳細な解析を将来行なう必要があると思われる。

5. ま と め

第2節で、上層の不安定度指数は北関東では雷雨の発生に関する助変数にならないことを示した。第3節では雷雨が発生した日は発生しない日よりも下層大気の安定度が悪い時に多いこと、さらに、下層大気の安定度がよい日には、たとえ雷雨が発生しても平野部に移動してくることが少ないことを示した。換言すれば、上層の不安定度指数によって、雷雨発生予報はできないが、いったん発生したものが平野部に移動するかどうかの指標は、下層大気の安定度指数が一つの目安になる。特に熱雷についてはこの傾向が顕著である。第4節では、雷雨の発生した日のうちひょうを伴った日と伴わなかった日とでは、下層大気の水蒸気量に相異のあることを示した。これは9時に館野高層気象台で観測された高層データによって得ることができる。これを雷雨が発生すればひょうを伴うもしくは伴わないという予報に使用することにより、ひょう害の軽減に役立てることができるとと思われる。

ここでは、発生する雷雨の性質について、下層大気の状態が重要な役割を果たしていることを示した。しかし、この研究で用いた安定度だけでは雷雨予報の精度を十分に上げることができないように思われるので、将来第1節で述べたような引金作用の究明など、別の要因を見いだす必要があると考えている。

なお、この研究は気象調節に関する研究の一環としてなされたものである。

謝 辞

この研究を遂行するにあたり、種々便宜を図っていただいた当センター菅原正巳所長、増村啓一郎第1研究部長、小沢行雄第3研究部長、日ごろ御指導いただいている小元敬男異常気候防災研究室長、草稿を読んでいただき有益な御助言と御意見を下さった平塚支所の近藤純正沿岸防災第2研究室長の皆様深く感謝いたします。計算機の使用にあたって大村一夫元技官にお世話になりました。厚くお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Cotton, W. R. (1971): Comments on steady-state one-dimensional models of cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 647—648.
- 2) Fawbush, E. J., R. C. Miller and L. G. Starret (1951): An empirical method of forecasting tornado development. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **32**, 1—9.
- 3) Haltiner, G. J. and F. K. Martin (1957): *Dynamical and Physical Meteorology*. McGraw-Hill, New York, 470 pp.
- 4) 鯨井孝一 (1964): 雷雨予報. 気象研究ノート, **15**, 391—392.
- 5) Newton, C. W. (1967): Severe convective storms. In *Advances in Geophysics*, **12**, 257—308.
- 6) 小元敬男 (1968): 関東地方の降ひょうについて (1). 農業気象, **24**, 33—38.
- 7) 小元敬男 (1971): 関東地方の降ひょうについて (3). 農業気象, **26**, 211—217.
- 8) Pettersen, S. (1956): *Weather Analysis and Forecasting* (2nd ed.), vol. 2. McGraw-Hill, New York, 266 pp.
- 9) Showalter, A. K. (1953): A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250—252.
- 10) Simpson, J. (1971): On cumulus entrainment and one-dimensional models. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 449—455.
- 11) Simpson, J. (1972): Reply. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 220—225.
- 12) Simpson, J. and V. Wiggert (1969): Models of precipitating cumulus towers. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 471—489.
- 13) Simpson, J. and V. Wiggert (1971): 1968 Florida cumulus seeding experiment—numerical model results. *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 87—118.
- 14) Warner, J. (1970): On steady-state one-dimensional models of cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1035—1040.
- 15) Warner, J. (1972): On cumulus entrainment and one-dimensional models. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 218—219.
- 16) Weinstein, A. I. (1970): A numerical model of cumulus dynamics and microphysics. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 218—225.
- 17) Weinstein, A. I. (1971): Comments on steady-state one-dimensional models of cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 648—651.
- 18) Weinstein, A. I. and P. B. MacCready (1969): An isolated cumulus cloud modification project. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 936—947.

(1972年6月29日原稿受理)