

ラジオゾンデデータによる気団性雷雨日の診断

—太平洋高気圧下の夏の関東地方—

河野 耕平*・廣川 康隆**・大野 久雄***

要 旨

1996～2000年7・8月の館野における09時のラジオゾンデデータを用いて、①太平洋高気圧下の関東地方で気団性雷雨が発生した日の大気状態を調べ、②代表的な指数について、気団性雷雨日か無雷雨日かを診断する能力の評価をおこない、以下のことを明らかにした。

(1) 気団性雷雨日は無雷雨日と比べ、気温は1000～900 hPa で約1.5°C高く、700 hPa より上空で約0.5°C低く、気温減率は900～700 hPa で1.2°C/km 大きく、露点温度も1000～500 hPa で高い。風向風速は気団性雷雨日と無雷雨日との有意な差異はない。

(2) TSS で評価した各指数の診断能力は、SSI と SLI がともに0.72と高く、TT：0.67、KI：0.64、LI：0.60がこれに続き、CAPE：0.56が一番低い。

(3) 気団性雷雨日には、SSI、LI(またはSLI)、KI から選択した2指数のうち、少なくとも1つが不安定を示すことが多い。また、これら3指数のいずれもが不安定を示す場合は100%気団性雷雨日となり、いずれもが安定を示す場合は100%無雷雨日となる。

これらの事実を用いて気団性雷雨日か否かを診断するアルゴリズムを提案した。

1. はじめに

一般に雷雨は、「大気の下層が湿潤であること」、「条件付き不安定であること」、「持ち上げメカニズムがあること」を発生必要条件とする(例えば、Johns and Doswell III, 1992; 大野, 2001)。ここで「持ち上げメカニズム」とは、空気塊を自由対流高度まで持ち上げるメカニズムのことをさす。

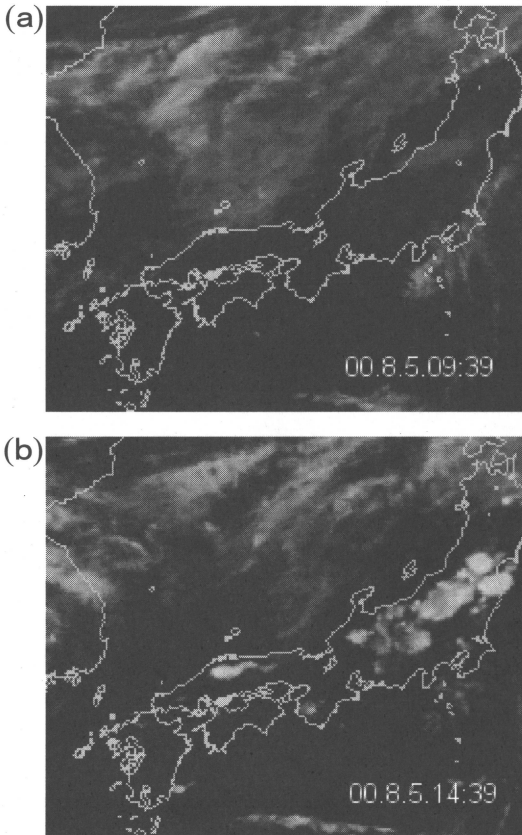
雷雨のうち、総観スケールの擾乱が持ち上げメカニズムと関与しないものを気団性雷雨という。熱雷とほぼ同じ概念である。夏の太平洋高気圧内で午後を中心に発生する雷雨が気団性雷雨の典型である(第1図)。

気団性雷雨が発生する日(以後、気団性雷雨日とよぶ)か否かを診断する手段の1つに安定指数の利用がある。安定指数とは、「大気の下層が湿潤であること」

と「大気が条件付き不安定であること」の2つを経験的に反映させたもので、SSI (Showalter Stability Index) (Showalter, 1953)、LI (Lifted Index) (Galway, 1956)、SLI (Surface Lifted Index)、KI (K Index) (George, 1960) などがその代表である(付録参照)。

850 hPa の気温と露点温度および500 hPa の気温から算出するSSIは、世界中で標準的に使われている。LIは、最下層100 hPa (地上が1000 hPa ならば、1000 hPa と900 hPa の間)を代表する気温と露点温度および500 hPa の気温から算出するため、地面付近の大気状態をよく表現する。SLIは、LIの変形で地上の気温と露点温度を使用する。このため、LIよりも地面加熱の効果を強く反映することになる。海風前線に伴う雷雨の発生が顕著なフロリダ半島では、「午前11時の地上データを用いたSLI」が有効である(Fuelberg and Bigger, 1994)。KIは、850 hPa の気温と露点温度および500 hPa の気温にくわえて、700 hPa の湿数も用いる。これらの指数は午前中のラジオゾンデ観測データ

* 銚子地方気象台. ** 青森地方気象台. *** 気象研究所.
—2002年4月2日受領—
—2003年10月27日受理—



第1図 午後に気団性雷雨が発生したことを示すGMS赤外画像。(a)は2000年8月5日9時39分(日本時間)で関東地方は晴天。(b)は同14時39分、本州上に白くはっきりと見えるのが対流雲。

を用いて算出するのが伝統的である。

安定指数を用いてその日が気団性雷雨日か否かを診断する日本の最近の研究には、蠣原(1997)、小泉(1996)、横井・丸田(1998)、諸江(1996)、大井ほか(1995)、大久保(1998)、佐藤(1998)、黒良(1997)、松本(1999)などがある。しかしながら、大多数の研究はSSIを中心としているため、どの指数をどのように利用するのが良いかは必ずしも明確ではない。また、統計手法や評価方法が異なるため、気団性雷雨の発生に適した大気状態が地域ごとに異なるのかも明確でない。

そこで我々は、夏の太平洋高気圧下の関東地方における気団性雷雨(作業上の定義は次節)を対象に、(1)関東地方で気団性雷雨が発生した日における午前9時の大気状態の特徴をラジオゾンデ観測データで調べ、

(2) 代表的な指数の診断能力を評価し、(3) 診断能力を高める指数の利用法を提案する。時刻の表記は日本時間に統一する。

2. 気団性雷雨日・無雷雨日の作業上の定義

1996~2000年の7・8月(全310日)の関東地方について気団性雷雨日と無雷雨日を以下のとおり、作業上定義する。

《気団性雷雨日》: ① 関東地方が太平洋高気圧内にあり朝から晴天で、② 09~24時のどこかに「レーダー・アメダス解析雨量が10 mm/hをこえる格子(5 km×5 km)が存在し、かつ、③ GMS赤外画像で対流雲が明瞭な日、とする。

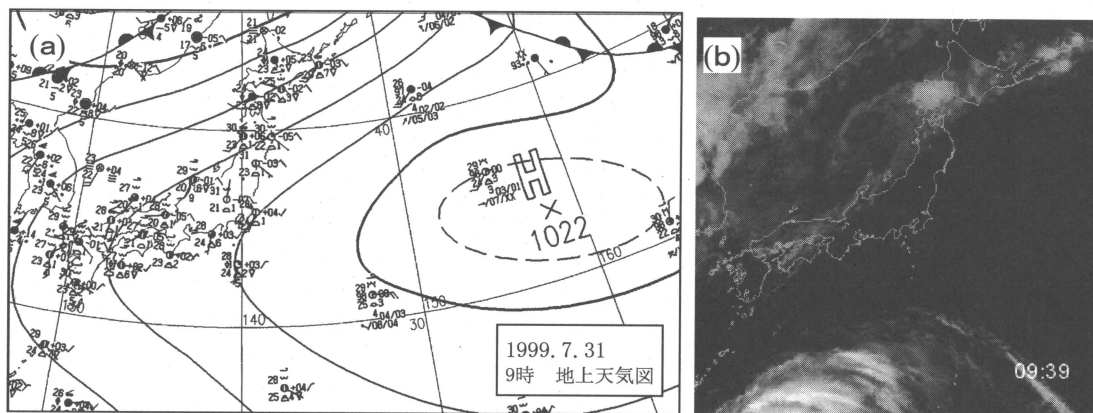
《無雷雨日》: ① であるが、② でもなく、③ でもない日。

① は地上天気図とGMS画像とから主観的に判定する。例えば、関東地方は1999年7月31日、本州の東海上を中心とする太平洋高気圧内にあり、晴天である(第2図a)。GMS赤外画像でも関東地方には雲がない(第2図b)。したがって、この日は①にあてはまる。

第1図bは明瞭な対流雲の典型である。一方、第3図aは明瞭な対流雲の下限である。この場合、レーダー・アメダス解析雨量が10 mm/hをこえる格子数は6であった(第3図b)。なお、「レーダー・アメダス解析雨量」は前1時間の積算降水量なので、以後、「1時間降水量」とよぶことにする。

GMS赤外画像で対流雲が明瞭であることを気団性雷雨日の条件としたのは、雷放電を発生させるほど背の高い対流が存在する事例の選別をより確かにするためである。したがって、1時間降水量が条件を満たしてもGMS赤外画像で対流雲が明瞭でない日、すなわち背の高い対流雲が確認できない日は気団性雷雨日としない。

分類の結果、関東地方が太平洋高気圧内にあり朝から晴天の日は117日、うち気団性雷雨日は71日、無雷雨日は25日となった。ただし、気団性雷雨日71日のうち5日は「総観場の不安定化が急で09時のラジオゾンデ観測が午後の大気状態を代表していない」と考えられるため、統計の母集団から除いた。「09時のラジオゾンデ観測で代表される大気状態がどのようであれば午後に気団性雷雨が発生するか」を明確にするためには代表性のないデータを母集団から除くべき、と考えたからである。したがって、統計に用いる気団性雷雨日は66日である。



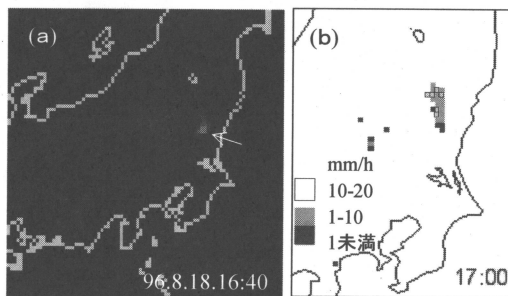
第2図 (a) 1999年7月31日09時(午前9時)の地上天気図と, (b) 同09時39分のGMS赤外画像.

安定指数を用いてその日が気団性雷雨日か否かを診断する日本の最近の研究(前節で引用した文献)では, 気団性雷雨日の作業上の定義が詳細部分でみな異なっている. しかしながら, 「対象とする地域が太平洋高気圧下の晴天日で, 午後にかけて1時間降水量が10~30 mm程度の局地的な対流性の降水がある日」という点で共通している.

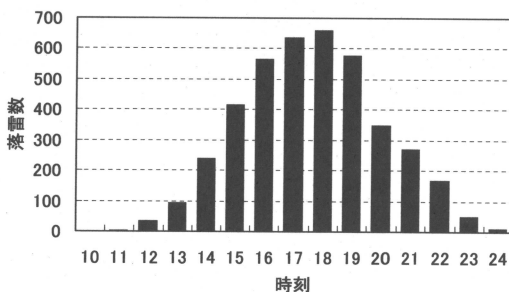
ところで, これらの研究における作業上の定義の多くは, 雷放電発生の確認を条件に入れていない. これは落雷位置標定システムの観測データがまだそれほど普及していないため, 致し方ないことであろう. ただし, このような日に気象台の耳目による観測で雷放電が確認されることが多いことは, 観測の現場で蓄積された経験的事実でもある.

本研究における作業上の定義も, 従来の研究の考え方に沿い, 雷放電の発生確認は条件に入れていない. この点を補うため我々は, 今回の定義で気団性雷雨日と無雷雨日とが峻別されているかを見るため, 株式会社フランクリン・ジャパンが運用する全国雷観測ネットワーク(JLDN)の観測データを用い, 落雷の発生状況を調査した. 調査期間は1998年8月21日~2000年8月31日で, この間, 気団性雷雨日は42日, 無雷雨日は8日である.

第4図が調査期間内の気団性雷雨日における関東地方での平均落雷数の推移である. 落雷は11時頃に始まり, 最盛期の17時~18時には1時間あたり650回程度に達し, 24時にはほぼ終息している. 調査期間内の気団性雷雨日のすべてに落雷があり, 1日の落雷数は, 最大で33586, 最小で4であった. 一方, 8日間の無雷雨日における総落雷数は2にとどまった. これらの事実



第3図 (a) 1996年8月18日16時40分のGMS赤外画像と (b) 17時のレーダー・アメダス解析雨量図. 矢印で示した対流雲下で1時間降水量が10 mmをこえた.



第4図 気団性雷雨日における関東地方の1時間平均落雷数の推移. 落雷数は全国雷観測ネットワーク(JLDN)の観測値を使用した. 横軸の時刻は, 前1時間の時間幅をもつ. 例えば10は午前9時~10時を意味する.

は, 本論文における作業上の定義の妥当性を支持し, その定義によって, 気団性雷雨日と無雷雨日とが峻別されていることを示している.

なお、関東平野全体を対象とした最近の研究に田口ほか(2002)があるが、これは気団性雷雨のみならず界雷や熱界雷を含む統計を行っている点で本研究とは異なっている。

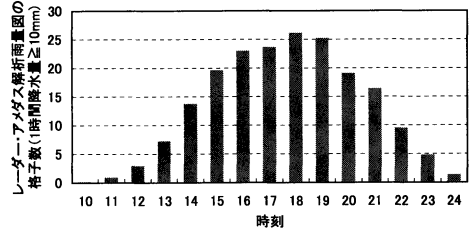
ところで、関東地方の夏の雷雨について小倉ほか(2002)は、総観スケールでは気団性雷雨に分類できる場合でも、局地前線や海風前線が雷雨の発生に寄与することを例示し、それらを界雷の範疇に入れている。

また大久保(1998)は、地上風系にみられる収束帯の位置が富山県における暖候期の気団性雷雨の発生地域を左右することを見出している。

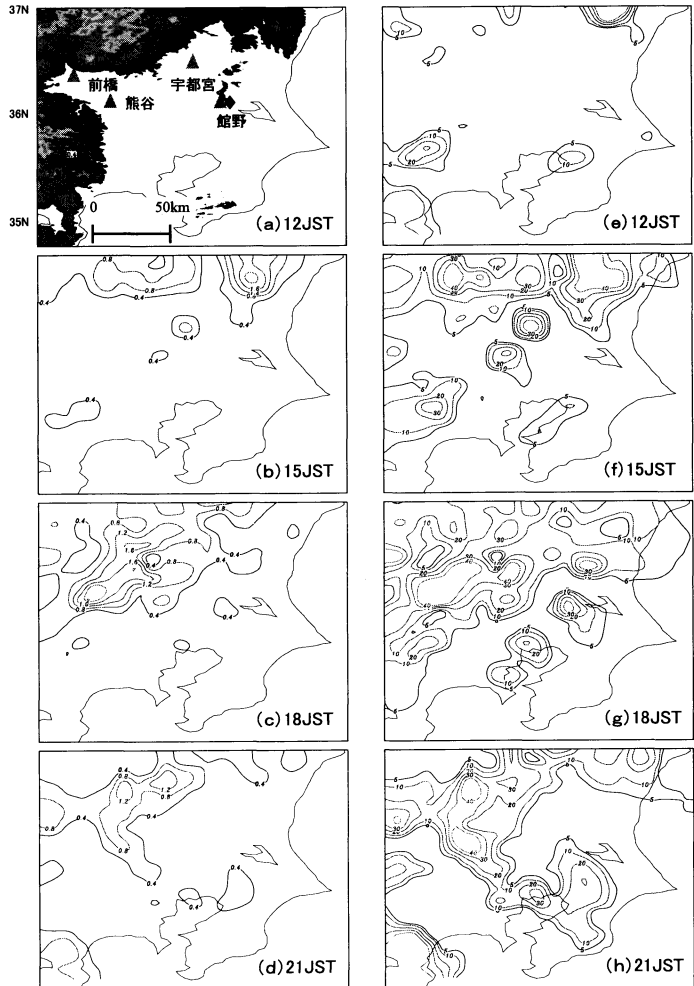
したがって、雷雨の分類は小倉ほか(2002)のようにメソスケールの場を考慮すべきかもしれない。しかしながら、従来の多くの研究同様、本研究でも地上天気図にのみ着目し、総観スケールの擾乱が関与していない場合は気団性雷雨とした。

3. 気団性雷雨日における雨の降り方

第5図は、気団性雷雨日(66日)における降水地点数の平均的な時間変化である。縦軸は1時間降水量が10mmをこえる格子数を示す。12時頃から降り始め、18時台にピーク(格子数は26)となり、24時までに衰えている。関東地方の格子数はおよそ1300なので、10mm以上の降水はピーク時でも全体の約2%にあるにすぎない。第5図にみる雨の降り方は、落雷数の推移(第4図)とパターン的に類似しているが、これは経験上妥当と考えられる。



第5図 気団性雷雨日における降水地点数の時間変化(気団性雷雨日66日の平均)。横軸の時刻は、前1時間の時間幅をもつ。



第6図 気団性雷雨日の各時刻(12, 15, 18, 21時)における1時間降水量の分布。左のパネル(a~d)は66日の平均値の分布で、等値線は0.4~2.0mmまで0.4mm毎。右のパネル(e~h)は66日の最大値の分布で、等値線は5, 10, 20, 30, 40mm。パネルaには館野・宇都宮・熊谷・前橋の位置を併記し、標高200m以上に影をつけた。▲は地上気象観測点を、◆はラジオゾンデ観測点を示す。

ちなみに気団性雷雨日の場合、1時間降水量が10 mmをこえた格子の平均数は09~24時の間に195である。それに対し、「1時間降水量が10 mmをこえたが、GMS赤外画像で対流雲が明瞭でない日」の場合、格子の平均数は13と少ない。

第6図に関東地方の気団性雷雨日(66日)におけるアメダス降水量(1時間積算雨量)の分布を3時間毎に示す。(a)~(d)が時刻毎の平均値である。平均降水量は2 mm以下である。(e)~(f)には、時刻毎の66日間の最大値を示した。20 mmをこえる降水が広範囲に見られる。両者を比較すると、「平均降水量は少ないものの降水強度は激しい」という特徴がわかる。

4. 気団性雷雨日の大気状態

気団性雷雨日の大気状態を調べるため、館野(位置は第6図a参照)における09時のラジオゾンデデータから気温・露点温度・風の平均鉛直分布を気団性雷雨日と無雷雨日について作成した。ここで述べる気温、露点温度の気団性雷雨日と無雷雨日の差異は、順位和検定(例えば、東京大学教養学部統計学教室, 1992)の結果、信頼度95%で有意である。風向風速に関しては有意な差異はなかった。

4.1 気温

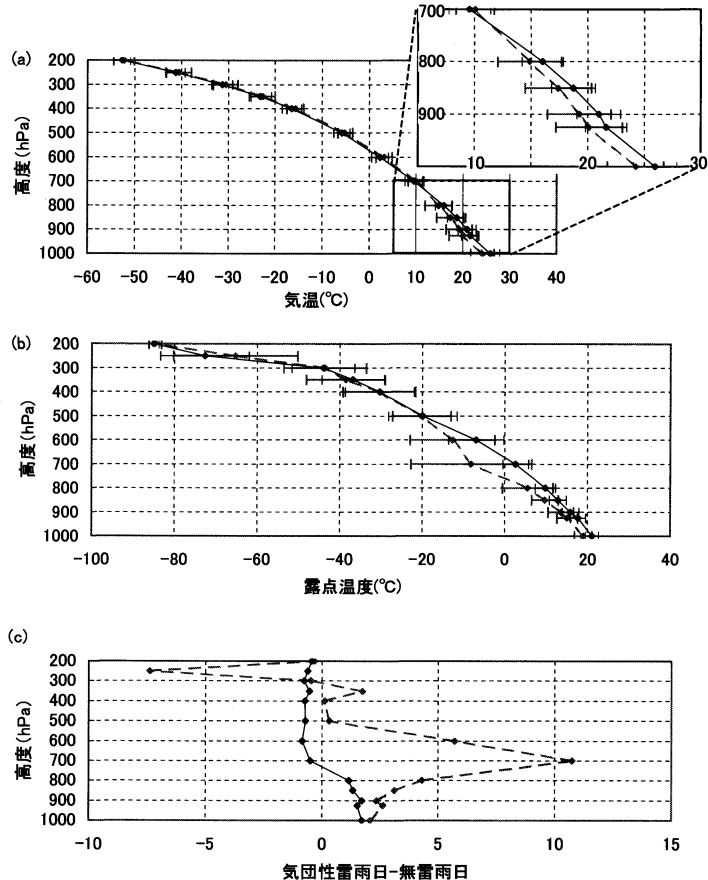
平均気温の鉛直分布を第7図aに示す。気団性雷雨日の09時における特徴は、大気下層の気温が無雷雨日に比べて高いことを反映して、1000~700 hPaの気温減率が大きいことである。とりわけ900~700 hPaでは、無雷雨日が4.5°C/km(標準偏差1.2°C/km)であるのに対し、気団性雷雨日には5.7°C/km(標準偏差0.8°C/km)と大きい。ただし、700 hPaより上空では

気温減率に特段の差はない。

第7図cの実線は、気団性雷雨日の平均気温と無雷雨日の平均気温との差である。気団性雷雨日の平均気温は、無雷雨日に比べて1000~900 hPaで1.5°C高く、700 hPaより上空では0.5°C低い。

4.2 露点温度

平均露点温度の鉛直分布を第7図bに示す。気団性雷雨日の特徴は、1000~500 hPaの露点温度が無雷雨日に比べて高いことである。特に700 hPaでは、気団性雷雨日に2.6°Cと高く無雷雨日には-8.1°Cと低い。露点温度の標準偏差は、1000~700 hPaで無雷雨日より気団性雷雨日に小さい。すなわち、無雷雨日に比べ気団性雷雨日の下層~中層は常に湿潤傾向にあるといえる(第7図b, c)。



第7図 館野における09時の (a) 平均気温と (b) 平均露点温度の鉛直分布。実線が気団性雷雨日、破線が無雷雨日を示す。灰色の“髭”が標準偏差を表す。(c) 気団性雷雨日から無雷雨日を引いた値の鉛直分布。実線が平均気温差で破線が平均露点温度差。

4.3 風向風速

平均風の hodograph を第 8 図に示す。大気下層では、気団性雷雨日、無雷雨日ともおおむね南西風で、風速は無雷雨日より気団性雷雨日に弱い。700 hPa より上空では、気団性雷雨日に南西風、無雷雨日に北西風となる。しかしながら検定の結果、両者の差は95%の信頼度で有意でないことがわかった。これは、第 8 図の標準偏差（灰色線）が示すように、気団性雷雨日にも無雷雨日にもばらつきが大きいからである。

両者に有意な差がないことは、気団性雷雨日か無雷雨日かは風向風速に左右されないことと同等である。したがって、本研究では風向風速は今後取り扱わない。

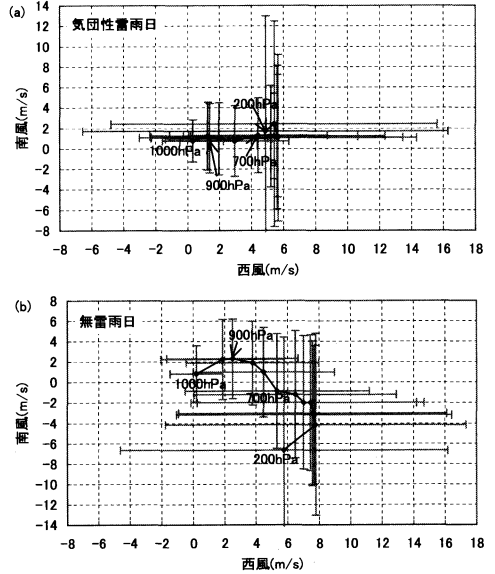
5. 各指数の気団性雷雨発生診断能力

この節では、SSI, LI, SLI, KI, TT, CAPE の関東地方における特徴を調べ、気団性雷雨発生診断能力を評価する。SSI・LI・SLI は小さいほど、KI・TT・CAPE は大きいほど大気は不安定である。SLI 以外の指数は館野の09時のラジオゾンデデータから計算する。一方 SLI は、館野の09時のラジオゾンデデータと、宇都宮、前橋、熊谷、館野のそれぞれにおける09, 10, 11あるいは12時の地上気象観測データを用いて計算する（位置は第 6 a 図参照）。例えば「熊谷の11時の SLI」とは、「館野の09時のラジオゾンデデータ」と「熊谷における11時の地上気象観測データ」から計算した値である。

5.1 各指数と気団性雷雨日の確率

気団性雷雨日と無雷雨日の頻度分布を第 9 図に示す。順位と検定の結果、いずれの指数においても、気団性雷雨日と無雷雨日の分布は信頼度95%で異なると判定された。

この図をもとに、その日が気団性雷雨日である確率 (%) と各指数との関係を次のように求めた。例えば $2^{\circ}\text{C} \leq \text{SSI} < 4^{\circ}\text{C}$ (第 9 図 a の ⇔ の範囲) のとき、気団性雷雨日である確率は、「気団性雷雨日の17日」と「総日数24日」の比をとって70%となる。こうして得た結果を第 1 表に示す。その日が気団性雷雨日である確率が



第 8 図 (a) 気団性雷雨日と (b) 無雷雨日の平均風の hodograph。1000・925・900・850・800・700・600・500・400・350・300・250・200 hPa における、横軸が西風成分、縦軸が南風成分。灰色の“髭”が標準偏差を示す。

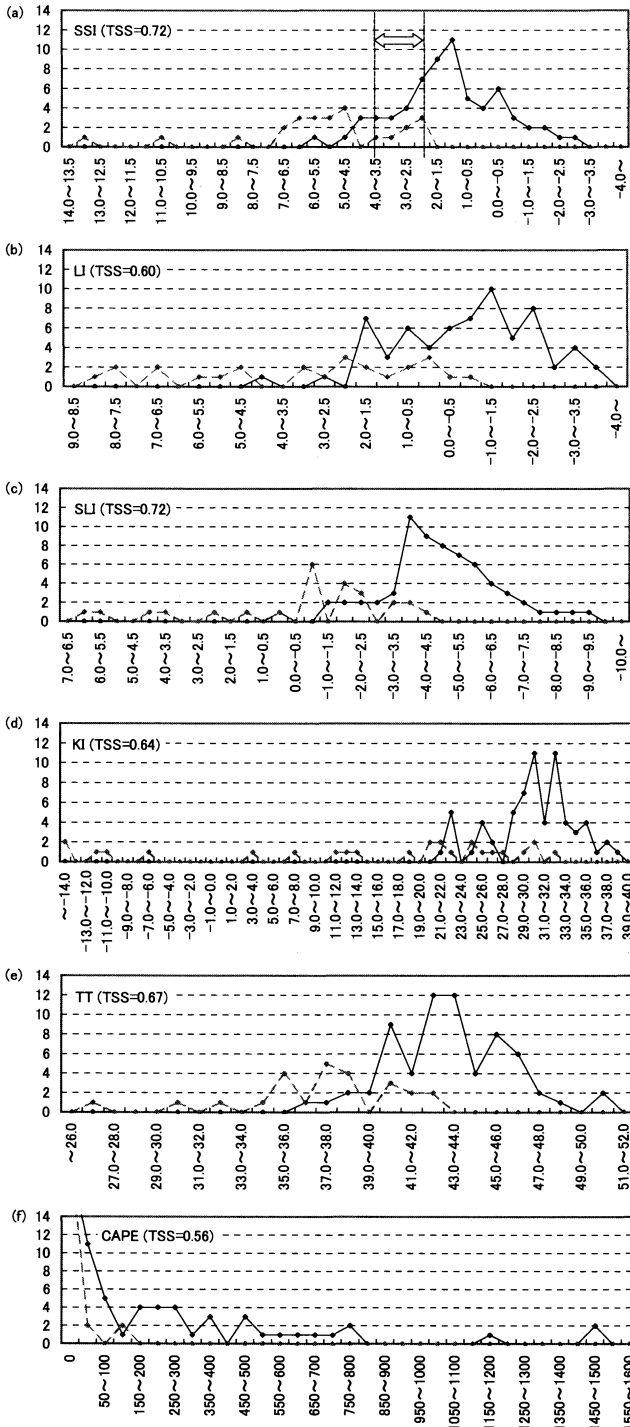
第 1 表 各指数の値と気団性雷雨日である確率 (%)。

SSI (°C)	2 未満	2 ~ 4	4 ~ 6	6 以上	
発生確率 (%)	100	70	30	0	
LI (°C)	-1 未満	-1 ~ 1	1 ~ 3	3 ~ 5	5 以上
発生確率 (%)	100	80	60	20	0
SLI (°C)	-5 未満	-5 ~ -3	-3 ~ -1	-1 ~ 1	1 以上
発生確率 (%)	100	80	50	10	0
KI (°C)	20 未満	20 ~ 25	25 ~ 30	30 ~ 35	35 以上
発生確率 (%)	100	80	50	10	0
TT (°C)	36 未満	36 ~ 40	40 ~ 44	44 以上	
発生確率 (%)	0	40	80	100	
CAPE (J/kg)	0	0 ~ 200	200 以上		
発生確率 (%)	50	90	100		

70%以上となるのは、 $\text{SSI} < 4^{\circ}\text{C}$, $\text{LI} < 1^{\circ}\text{C}$, $\text{SLI} < -3^{\circ}\text{C}$, $\text{KI} > 25^{\circ}\text{C}$, $\text{TT} > 40^{\circ}\text{C}$, $\text{CAPE} > 0 \text{ J/kg}$ の場合となる。

5.2 診断能力の評価法

この節では、TSS (True Skill Statistics), POD (Probability of Detection) および FAR (False Alarm Rate) の 3 スコアを用いて診断能力を評価する。それぞれのスコアは第 10 図の A・B・C・D を用いて、



第9図 気団性雷雨日と無雷雨日の頻度分布。横軸は指数値で、右ほど不安定度が大きくなる。縦軸は日数。実線が気団性雷雨日、破線が無雷雨日の分布である。(a) SSI (°C), (b) LI (°C), (c) SLI (°C), (d) KI (°C), (e) TT (°C), (f) CAPE (J/kg)。TSS の定義は後述する。(a)内の白矢印の意味は本文中に記述した。

- $TSS = A / (A + B) + D / (C + D) - 1$

- 気団性雷雨日の $POD = A / (A + B)$

- 気団性雷雨日の $FAR = C / (A + C)$

- 無雷雨日の $POD = D / (C + D)$

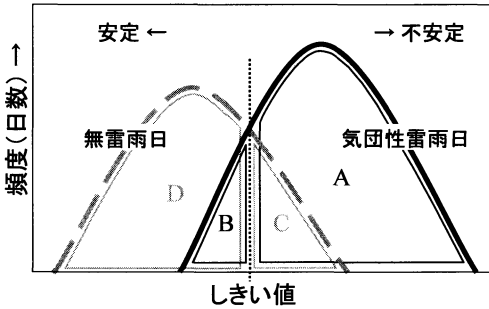
- 無雷雨日の $FAR = B / (B + D)$

と定義される。いずれも $0 \leq \text{スコア} \leq 1$ で、TSS と POD は 1 に近いほど、FAR は 0 に近いほど良い。

説明を単純にするため、第10図では2つの頻度分布の交点をしきい値としたが、実際のしきい値は、Huntrieser *et al.* (1997) 同様、TSS が最大となるように決める。

TSS の右辺第一項は気団性雷雨日の POD で、第二項は無雷雨日の POD だから、TSS は両方の POD が大きいときに大きくなる。したがって、事例数に偏りがあって両方とも重要な場合、TSS を用いるのが良い (菊地原, 1988)。

一般に、 $A / (A + B + C)$ として定義される CSI (Critical Success Index) も評価によく利用される。CSI は、気団性雷雨日の割合が小さく、かつ、その診断が無雷雨日の診断に比べて重要度が大きいとき意味がある。しかしながら、気団性雷雨日が無雷雨日より多い関東地方では、無雷雨日の診断も重要である。したがって、本研究の評価には CSI を使用せず TSS



第10図 診断能力の評価法の概念。横軸は指数値で、右ほど不安定、左ほど安定を示す。縦軸は気団性雷雨日あるいは無雷雨日の頻度(日数)。太実線が気団性雷雨日、灰色の太破線が無雷雨日の分布。点線が指数のしきい値を示す。指数がしきい値より右側であれば気団性雷雨日、左側であれば無雷雨日と診断する。Aはしきい値より右側の細実線で囲まれた面積で、気団性雷雨日と診断して実際に気団性雷雨日であった日数である。Bはしきい値より左側の細実線で囲まれた面積で、無雷雨日と診断したが実際は気団性雷雨日であった日数を表す。同様に、灰色の細実線で囲まれたCは気団性雷雨日と診断したが無雷雨日であった日数、Dは無雷雨日と診断して無雷雨日であった日数、をそれぞれ意味する。

を用いたのである。

5.3 評価結果

第2表aは、「各指数の変化する範囲」、「気団性雷雨日を診断するしきい値」、「診断能力(TSS・POD・FAR)」を評価したもので、結果は次の4つに集約できる。

(1) それぞれの指数は、SSI: $-2.8 \sim 13.2^{\circ}\text{C}$, LI: $-3.8 \sim 8.4^{\circ}\text{C}$, SLI: $-9.3 \sim 6.4^{\circ}\text{C}$, KI: $-24.0 \sim 38.9^{\circ}\text{C}$, TT: $26.2 \sim 50.5^{\circ}\text{C}$, CAPE: $0 \sim 1489 \text{ J/kg}$ の値をとる。

(2) 気団性雷雨日か無雷雨日かを診断するしきい値は、SSI: 2.4°C , LI: 1.7°C , SLI: -3.8°C , KI: 27.7°C , TT: 40.5°C , CAPE: 100 J/kg 。

(3) TSSは、SSI: 0.72 とSLI: 0.72 が高く、TT: 0.67 , KI: 0.64 , LI: 0.60 , CAPE: 0.56 がこれに続く。

(4) PODとFARは指数毎に大きく異なる。例えば第2表aのSSIあるいはSLIの場合、気団性雷雨日のPODが 0.76 にとどまるのに対し、FARは 0.02 と優れ

ている。そして、無雷雨日のPODは 0.96 と高いのに対し、FARは 0.40 と悪い。一方、LIでは気団性雷雨日のPODが 0.92 と高く、FARは 0.12 とやや悪い。

この表でSLIは「熊谷の11時のSLI」を用いた。「地点別には、熊谷のSLIを用いた場合にTSSが $0.63 \sim 0.72$ と総じて良く、館野のSLIを用いた場合のTSSは $0.40 \sim 0.46$ と悪い」という結果と、「熊谷については、9~12時の中で、11時のSLIを用いたときのTSSが最も良い」という結果を得たからである。

SSIとSLIについてはTSSが 0.7 を超えていることに注目したい。この値は、中国地方の熱雷・熱界雷を対象にした場合のTSSが 0.5 前後(黒良, 1997)であることに比べるとかなり良い。ただし、気団性雷雨日か否かを診断する能力をTSSで評価することはまだ日本では普及していないので、他の研究との比較は現時点では難しい。共通の評価方法を確立する時期にきているのではあるまいか。

ところで、「総観場の不安定化が急で09時のラジオゾンデ観測が午後の大気状態を代表していない」として統計から除いた5例も含めた統計結果を見てみる(第2表b)。第2表aと比べてTSSに悪化が見られるものの、しきい値に変化のないことがわかる。

気団性雷雨日の定義から「GMS赤外画像で対流雲が明瞭な日」との条項を除き、レーダーアメダス解析雨量だけで定義すると、66日の気団性雷雨日が87日となる。「さほど顕著でない気団性雷雨の日」が21日増えたことになる。この21日を含めた統計が第2表cである。この場合もTSSは悪化するものの、CAPE以外のしきい値は変化しない。この事実は、「気団性雷雨日か否かは大気の静的安定度で診断できるが、気団性雷雨日における雷雨の規模を診断するには静的安定度以外の鉛直ウィンド・シアなどの要素が必要なこと」を示唆するものである。

実際、廣川(2001)、上野・池田(1995)、諸江(1996)、丸田・川上(1997)などは関東地方で発生する雷雨の規模と鉛直ウィンド・シアとの関連を報告している。

6. 複数の安定指数の併用法

それぞれの指数は、計算の際に用いる気圧レベルの大気状態を反映する。すなわち、500 hPaにくわえて、KIは700 hPaの、SSIは850 hPaの、LIは最下層100 hPaの、そしてSLIは地上の大気状態を反映する指数と考えてよい。そこで、複数の指数を併用すれば、4節で明らかにした特徴が盛り込めるので、気団性雷雨

日の診断能力が高まる可能性がある。このことを本節では議論したい。なお、単独の指数として評価の低いCAPEは併用の対象にしない。

6.1 2つの指数の併用

第11図 a は KI と LI についての気団性雷雨日と無雷雨日の分布である。気団性雷雨日を表す白丸の大きさは、09～24時の間に1時間降水量が10 mm をこえた格子数に比例する。この分布の特徴は、黒線で示した KI, LI のしきい値よりもそれぞれ右側と下側に気団性雷雨日が多くあり、左上に無雷雨日が集中することである。したがって、KI と LI の少なくとも1つがそのしきい値よりも不安定を示した場合に気団性雷雨日となりやすいことがわかる。なお、2 指数のしきい値は、それぞれの値を少しずつ変化させ、TSS が最大になるように決めた。単独では KI のときに0.64, LI

のときに0.60であった TSS は、両者を組み合わせることで0.79へと向上した。ちなみに、「 $KI > 27.7^{\circ}C$ または $LI < -0.8^{\circ}C$ の領域にある○の数」が第10図の A に相当し、「同領域にある●の数」が C に相当する。そして、「 $KI \leq 27.7^{\circ}C$ かつ $LI \geq -0.8^{\circ}C$ の領域にある●の数」が D に、「同領域にある○の数」が B に相当する。

「SSI と LI」の組み合わせ (第11図 b) および「KI と SSI」の組み合わせ (第11図 c) についても同様で、単独では SSI : 0.72, LI : 0.60, KI : 0.64 であった TSS は、それぞれの組み合わせで0.81および0.78へと向上している。

次に、LI に代えて、熊谷の11時の SLI を用いた場合を見ることにする。第12図 a は「KI と SLI」の組み合わせである。第11図 a と比べ、気団性雷雨日と無雷雨日の分離が明瞭である。TSS も、第11図 a の0.79から

第2表 各指数の変化する範囲、気団性雷雨日か否かを診断するしきい値、TSS, POD, および FAR。A～D の値は第10図の A～D に対応する。(a) 本研究の定義に従って選んだ66の気団性雷雨日と25の無雷雨日についての統計結果。第9図に対応する。(b) 総観場の不安定化が急であった5事例を気団性雷雨日に加えた場合。(c) 気団性雷雨日を87日、無雷雨日を25日とした場合。

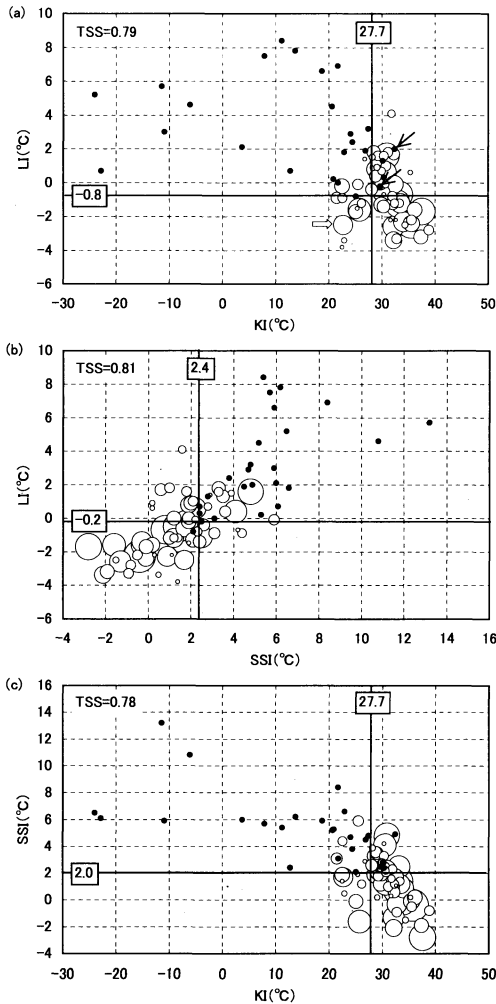
(a)								気団性雷雨日		無雷雨日	
指数	範囲	しきい値	A	B	C	D	TSS	POD	FAR	POD	FAR
SSI	-2.8~13.2	2.4	50	16	1	24	0.72	0.76	0.02	0.96	0.40
LI	-3.8~8.4	1.7	61	5	8	17	0.60	0.92	0.12	0.68	0.23
SLI	-9.3~6.4	-3.8	50	16	1	24	0.72	0.76	0.02	0.96	0.40
KI	-24.0~38.9	27.7	53	13	4	21	0.64	0.80	0.07	0.84	0.38
TT	26.2~50.5	40.5	55	11	4	21	0.67	0.83	0.07	0.84	0.34
CAPE	0~1489	100	42	24	2	23	0.56	0.64	0.05	0.92	0.51

(b)								気団性雷雨日		無雷雨日	
指数	範囲	しきい値	A	B	C	D	TSS	POD	FAR	POD	FAR
SSI	-2.8~13.2	2.4	50	21	1	24	0.66	0.70	0.02	0.96	0.47
LI	-3.8~8.4	1.7	64	7	8	17	0.58	0.90	0.11	0.68	0.29
SLI	-9.3~6.4	-3.8	52	19	1	24	0.69	0.73	0.02	0.96	0.44
KI	-24.0~38.9	27.5	55	16	4	21	0.61	0.77	0.07	0.84	0.43
TT	26.2~50.5	40.5	57	14	4	21	0.64	0.80	0.07	0.84	0.40
CAPE	0~1489	100	43	28	2	23	0.53	0.61	0.04	0.92	0.55

(c)								気団性雷雨日		無雷雨日	
指数	範囲	しきい値	A	B	C	D	TSS	POD	FAR	POD	FAR
SSI	-2.8~13.2	2.4	58	29	1	24	0.63	0.67	0.02	0.96	0.55
LI	-3.8~8.4	1.7	73	14	8	17	0.52	0.84	0.10	0.68	0.45
SLI	-9.3~6.4	-3.8	56	31	1	24	0.60	0.64	0.02	0.96	0.56
KI	-24.0~38.9	27.7	64	23	4	21	0.58	0.74	0.06	0.84	0.52
TT	26.2~50.5	40.5	65	22	4	21	0.59	0.75	0.06	0.84	0.51
CAPE	0~1489	150	39	48	2	23	0.37	0.45	0.05	0.92	0.68

0.84へと向上している。「SSI と SLI」の組み合わせ (第12図 b) も同様で、第11図 b の0.81から0.85へと向上している。日射による地面加熱の進みぐあいを色濃く反映する SLI を用いることで TSS が更に向上することは、地面加熱が気団性雷雨の発生に必要な持ち上げメカニズムを提供するであろうことを考えれば、妥当な結果である。

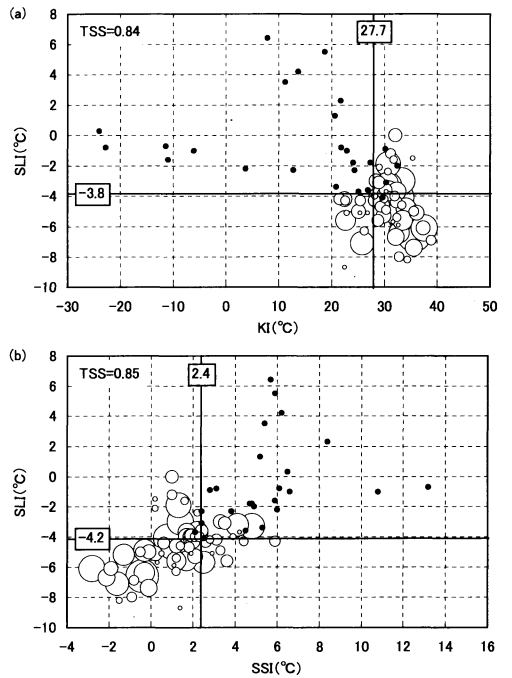
2つの指数を組み合わせたときの診断能力を第3表にまとめた。例えば「KI と SLI」の組み合わせについて KI 単独 (第2表 a) と比べると、気団性雷雨日の POD は0.20大きくなり、無雷雨日の POD は変わらず、その一方で気団性雷雨日の FAR が0.01、無雷雨日の FAR が0.38小さくなったことがわかる。気団性雷雨日の POD と無雷雨日の FAR の改善は劇的である。POD と FAR は2 指数の組み合わせ毎に異なるが、指



第11図 異なる指数を縦軸と横軸にしたときの気団性雷雨日と無雷雨日の散布図。(a)はKIとLI, (b)はSSIとLI, (c)はKIとSSI。白丸の面積は1時間降水量が10mm以上の格子数に比例する(白抜き矢印が示す白丸は188格子)。黒丸は無雷雨日。黒線は、新たに決めたそれぞれの指数のしきい値で、枠内の数字はその値を示す。(a)の黒矢印の無雷雨日については8.4節で説明する。

数を単独で用いる場合に比べ改善が著しい。

2001年の7月1日～8月31日を独立データとしてTSSを計算した。この期間、太平洋高気圧に覆われた日が15日で、定義を満たす気団性雷雨日は12日、無雷雨日は3日であった。この結果、単独の指数でのTSSは、SSIでは0.75、LIでは1.00、SLIでは1.00、KIでは0.92となった。2つの指数を組み合わせた場合の



第12図 第11図と同様。ただし、(a)はKIとSLI, (b)はSSIとSLI。

TSSは、「SSIとLI」では0.83で、「KIとLI」, 「KIとSSI」, 「KIとSLI」, 「SSIとSLI」ではいずれも0.92となった。残念ながら事例数が少ないため、厳密な意味で検証とはならないかも知れないが、本論文のアルゴリズムの有効性は支持されたと考えられる。

6.2 3つの指数の併用

我々は更に、KI, SSI, LI(またはSLI)の3つの指数を併用した場合の診断能力を評価した。結果は以下のとおりである。ただし、しきい値はいずれも第2表aの値を用いている。

① KI, SSI, LIのいずれもがしきい値より不安定を示す場合が37日あり、すべてが気団性雷雨日であった。

② KI, SSI, SLIのいずれもがしきい値より不安定を示す場合が31日あり、すべてが気団性雷雨日であった。

③ KI, SSI, LIのいずれもがしきい値より安定を示す場合が16日あり、すべてが無雷雨日であった。

④ KI, SSI, SLIのいずれもがしきい値より安定を示す20日すべてが無雷雨日であった。

すなわち、3つの指数のいずれもが不安定を示す場合は100%気団性雷雨日となり、いずれもが安定を示す場合は100%無雷雨日となる。

独立データについて調べると、KI, SSI, LIがいずれも不安定を示す9日すべてが気団性雷雨日、いずれも安定を示す3日すべてが無雷雨日であり、KI, SSI, SLIがいずれも不安定を示す8日すべてが気団性雷雨日、いずれも安定を示す4日中3日が無雷雨日であった。ここでも当該アルゴリズムの有効性が示された。

7. 診断アルゴリズムの提案

前節の結果をふまえ、関東地方で気団性雷雨日か無雷雨日かを診断するためのアルゴリズムを第13図のフローチャートとして提案する。

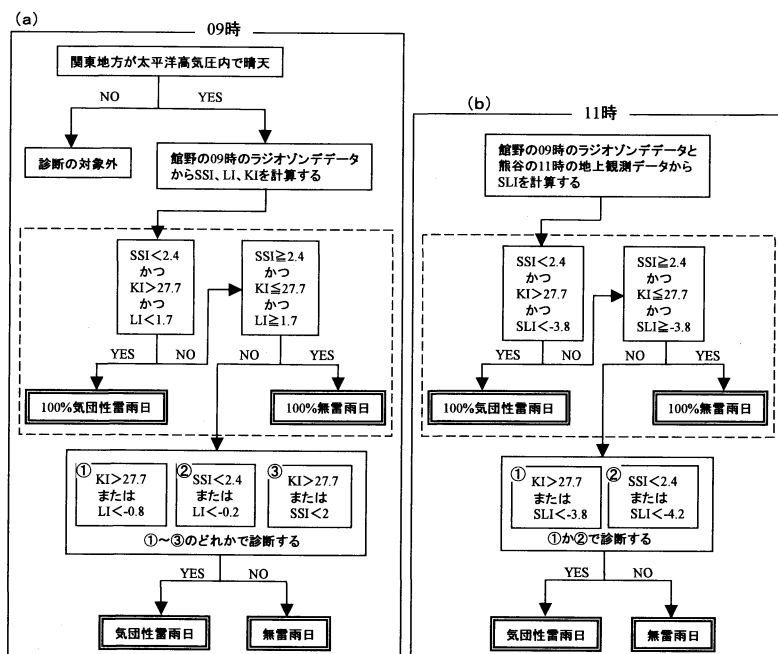
(1) 09時の観測データを利用する場合がパネル a である。関東地方が太平洋高気圧内で朝から晴天のとき、3つの指数のいずれもが不安定を示す場合は100%気団性雷雨日、いずれもが安定を示す場合は100%無雷雨日と診断する(パネル a の点線枠内)。どちらでもない場合は、次に

進み、①、②、または③のいずれかを、第3表のPODとFARの違いをもとに、用途に応じて選択して診断する。例えば気団性雷雨日のPODに力点を置かならば(すなわち気団性雷雨日であることの“見逃し”をできるだけ避けたいならば)KIとLIの組み合わせを選択する。そうではなくて、無雷雨日のPODに力点を置かならばSSIとLIの組み合わせを選択する。また、無雷雨日のFARを小さくしたければKIとLIの組み合わせを選択する。

(2) 11時の観測データを利用できる場合は、熊谷の地上気温と露点温度からSLIを計算し、LIに代えて用いる(パネル b)。

第3表 2つの指数の組み合わせによる診断能力の一覧。指数の右に付したカッコ内の数字はしきい値。A~Dの値は第10図のA~Dに対応する。

指数の組み合わせ	気団性雷雨日				無雷雨日				
	A	B	C	D	TSS	POD	FAR	POD	FAR
KI (27.7), LI (-0.8)	63	3	4	21	0.79	0.95	0.06	0.84	0.13
SSI (2.4), LI (-0.2)	56	10	1	24	0.81	0.85	0.02	0.96	0.29
KI (27.7), SSI (2.0)	62	4	4	21	0.78	0.94	0.06	0.84	0.16
KI (27.7), SLI (-3.8)	66	0	4	21	0.84	1.00	0.06	0.84	0.00
SSI (2.4), SLI (-4.2)	59	7	1	24	0.85	0.89	0.02	0.96	0.23



第13図 関東地方で気団性雷雨日か無雷雨日かの診断に用いるアルゴリズム。(a)は9時に診断する場合、(b)は11時に診断する場合。

8. 考察

8.1 気団性雷雨日と無雷雨日の日数

1996~2000年の7月と8月は合計310日あるにもかかわらず、統計に用いることのできた気団性雷雨日は66日、無雷雨日は25日と少ない。これは、「関東地方が太平洋高気圧内にあり朝から晴天であること」の条件を満たす日が117日にとどまったためである。典型的な夏の日では日常感じるよりは少ないと考えられる。

気団性雷雨日の日数が無雷雨日の日数の3倍近くあることは興味深い。経験的な事実として、夏の晴れた日に関東地方の山岳域の尾根筋で積雲対流が発生し、それが雷雨に発達することが少なくない(例えば、大

野, 2001)。これは、夏の晴れた日の関東地方では谷風循環が生じやすく、雷雨の発生に際してはこの谷風循環が持ち上げメカニズムとして働くことを示唆している。このため、関東地方では気団性雷雨日が多くなるのではなからうか。

8.2 曇天の無雷雨日

天気図では太平洋高気圧の圏内に関東地方があるように見える場合にも、北偏した高気圧から流入する北東風のため関東地方が朝から曇天になる場合がある。本研究では8事例あり、いずれの場合も気団性雷雨日ではない。一例を第14図に示す。

興味深いことに、これら8事例中4事例は6.1節の診断法では気団性雷雨日と判定された。この事実は、「安定度がある程度悪くても地面加熱が弱ければ気団性雷雨が発生しにくいこと」を示唆し、フローチャートの冒頭(第13図 a)に設定した条件:「関東地方が太平洋高気圧内で晴天」の妥当性を支持するものである。

8.3 SSI としきい値の従来の研究との比較

「はじめに」で述べたように、気団性雷雨日か否かを診断する従来の研究は SSI が中心である。そのしきい値は $1^{\circ}\text{C} \leq \text{SSI} \leq 4^{\circ}\text{C}$ の範囲にある。本研究でのしきい値は 2.4°C なので、従来の研究の範囲内となった。

一般に、しきい値はそれを決める際の条件設定に依存する。第4表には気団性雷雨日の CSI が最大になるように決めたしきい値を示した。例えば SSI の場合、 4.5°C がしきい値となる。この値は、TSS が最大となるように決めたしきい値 2.4°C (第2表 a) よりも安定側にシフトしている。他の指数も同様の傾向をもつことがわかる。

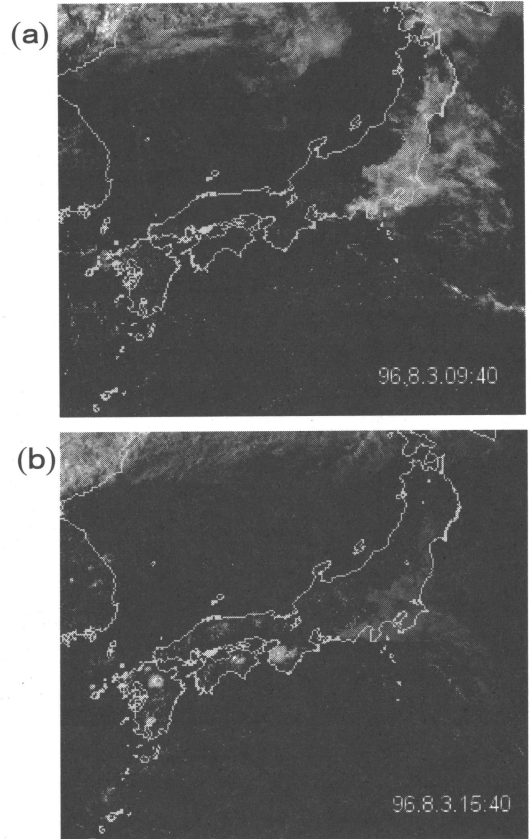
しかしながら、残念なことに従来報告の多くにはしきい値の決め方が明記されていない。このため、厳密な比較は困難であった。

8.4 気団性雷雨日と誤診した日

第11図 a に2つの矢印がある。これは無雷雨日であるが気団性雷雨日と診断した4例のうちの2例である。図は略すが、これらの日には $900 \sim 850 \text{ hPa}$ に顕著な安定層があった。この事実は、安定層が気団性雷雨の発生を抑制する要因として働いた可能性を示唆している。大村ほか(1999)に同様の報告がある。

第4表 第2表と同じ。ただし、しきい値は CSI を最大にするように決定した。

指数	範囲	しきい値	気団性雷雨日						無雷雨日		
			A	B	C	D	TSS	POD	FAR	POD	FAR
SSI	-2.7~13.2	4.5	64	2	8	17	0.86	0.97	0.11	0.68	0.11
LI	-3.8~8.4	1.9	64	2	10	15	0.84	0.97	0.14	0.60	0.12
SLI	-9.3~6.4	-2.7	59	7	5	20	0.83	0.89	0.08	0.80	0.26
KI	-24.0~38.9	22.1	65	1	10	15	0.86	0.98	0.13	0.60	0.06
TT	26.2~50.5	39.2	62	4	7	18	0.85	0.94	0.10	0.72	0.18
CAPE	0~1489	100	42	24	2	23	0.62	0.64	0.05	0.92	0.51



第14図 1996年8月3日の9時40分(上)と15時40分(下)のGMS可視画像。関東地方は午前中から低い雲に覆われて、気団性雷雨は発生しなかった。

8.5 気温と露点温度の特徴を用いたときの診断能力

指数を利用せずに、4.1~4.2節の結果をふまえ、①「 $900 \sim 700 \text{ hPa}$ の気温差」、②「 700 hPa の露点温度」、③「 900 hPa の露点温度」のパラメータを直接用いて

判別関数を作成し、気団性雷雨日を診断する能力を評価した。TSSは、①と②を用いた判別関数では0.64、①と③の場合が0.57、①、②、③の3つを用いても結果は0.60であった。いずれの場合も、単一の安定指数と同程度の診断能力にとどまり、気温と露点温度の特徴を直接用いることの利点は見出せなかった。

9. 結論

太平洋高気圧下の夏の関東地方における気団性雷雨日と無雷雨日の大気状態に関し、1996～2000年7・8月の09時における館野のラジオゾンデデータなどを用い、以下の特徴を明らかにした。

(1) 気団性雷雨日の気温は、無雷雨日と比べ、1000～900 hPaで約1.5°C高く、700 hPaより上空で約0.5°C低い。気団性雷雨日の気温減率は、無雷雨日と比べ、1000～700 hPaで大きい。とりわけ、900～700 hPaではその差が1.2°C/kmと大きい。気団性雷雨日における露点温度は、無雷雨日と比べ、1000～500 hPaの層で高く、特に700 hPaで10.7°C高い。

(2) 大気下層の平均風向は、気団性雷雨日、無雷雨日ともほぼ南西で、平均風速は無雷雨日より気団性雷雨日に弱い。700 hPaより上空の平均風は、気団性雷雨日に南西風、無雷雨日に北西風となる。しかしながら、風向風速は標準偏差が大きいいため、気団性雷雨日か否かの診断には向かない。

(3) SSI, LI, SLI(熊谷の11時), KI, TT, CAPEの診断能力を明らかにした。その概要は次のとおりである。

① TSSは、SSI:0.72とSLI:0.72が高く、この2指数は気団性雷雨日の診断に適する。TT:0.67, KI:0.64, LI:0.60, CAPE:0.56がこれに続く。

② 宇都宮、前橋、熊谷、館野の09～12時のそれぞれの時刻におけるSLIのうち、熊谷の11時のSLIが最も診断能力が高い。

③ 気団性雷雨日か否かを診断するしきい値は、SSI:2.4°C, LI:1.7°C, SLI:-3.8°C, KI:27.7°C, TT:40.5°C, CAPE:100 J/kg。

(4) 関東地方が太平洋高気圧内で朝から晴天の場合は、SSIとLIとKIから選択した2指数のうち、少なくとも1つがしきい値よりも不安定を示した場合に気団性雷雨日と診断する。この方法によって、単独の指数に比べて、診断能力が劇的に向上してTSSは0.78をこえる。LIに代えてSLIを用いると更に診断能力が高まり、TSSは0.84をこえる。

(5) KI, SSI, LI(またはSLI)のいずれもが不安定を示す場合は100%気団性雷雨日となり、いずれもが安定を示す場合は100%無雷雨日となる。

(6) 上記(4)と(5)の事実を用いて気団性雷雨日か無雷雨日かを診断するアルゴリズムを提案した。

謝 辞

有益な議論とご助言を戴いた小倉義光先生と気象大
学校の水野 量氏、レーダー・アメダス解析雨量デー
タを早期に提供して戴いた気象庁予報部の國次雅司
氏、ならびにJLDNの雷観測データを提供して戴いた
株式会社フランクリン・ジャパンおよび同社の長田正
行氏・杉田明子氏に感謝いたします。

付 録

説明の中で、 T は気温、 T_d は露点温度、添字は気圧
(hPa)を示す。

$$\bullet \text{SSI} = T_{500} - T_{850-500} \quad (^\circ\text{C})$$

$T_{850-500}$ は、850 hPaの気塊を乾燥断熱的に持ち上げ
凝結高度まで上昇させ、その後湿潤断熱的に500 hPa
まで上昇させたときの温度である。

$$\bullet \text{LI} = T_{500} - T_{\text{最下層100 hpaの平均} \rightarrow 500} \quad (^\circ\text{C})$$

大気最下層100 hPaの層における平均の空気塊を、
地上50 hPa付近からSSIと同様の操作で持ち上げる。

$$\bullet \text{SLI} = T_{500} - T_{\text{地上} \rightarrow 500} \quad (^\circ\text{C})$$

地上の空気塊をSSIと同じに持ち上げる。例えば、
熊谷の11時の地上気象観測で得た値をもつ空気塊を
SSIと同様の操作で500 hPaまで持ち上げる。 T_{500} は
館野の09時のラジオゾンデデータを用いて計算する。
この場合を熊谷の11時のSLIとよぶ。

$$\bullet \text{KI} = T_{850} - T_{500} + T_{d_{850}} - (T_{700} - T_{d_{700}}) \quad (^\circ\text{C})$$

$$\bullet \text{TT} = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d_{850}} - T_{500}) \quad (^\circ\text{C})$$

$$\bullet \text{CAPE} = g \int_{\text{LFC}}^{\text{EL}} \frac{T_{\text{pci}} - T}{T} dz \quad (\text{J/Kg})$$

LFCは自由対流高度、ELは浮力が0になる高度で
あり、 T_{pci} は地面付近(本論文では925 hPa)から持ち
上げた気塊の温度、 T は環境の温度である。

参 考 文 献

- Fuelberg, H. E., and D. G. Biggar, 1994: The
preconvective environment of summer thunder-
storm over the Florida Panhandle, *Wea. Forecast-*
ing, **9**, 316-326.
Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of

- latent instability, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **37**, 528-529.
- George, J. J., 1960: Weather forecasting for aeronautics, Academic Press, 411pp.
- 廣川康隆, 2001: ラジオゾンデデータによる熱雷発生の診断—関東地方の場合—, 気象大学校2000年度卒業研究論文,
- Huntrieser, H., H. H. Schiesser, W. Schmid and A. Waldvogel, 1997: Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland, *Wea. Forecasting*, **12**, 108-125.
- Johns, R. H. and C. A. Doswell III, 1992: Severe Local storms forecasting, *Wea. Forecasting*, **7**, 588-612.
- 蠣原弘一郎, 1997: 積乱雲の発生について—雷雨予報のためのフローチャートの検証—その2—, 東京管区気象研究会誌, **30**, 110-111.
- 菊地原英和, 1988: 気象予測の検証と評価, 気象研究ノート, (161), 33-58.
- 小泉正之, 1996: 群馬県の盛夏における発雷の特徴, 研究時報別冊, **48**, 58-59.
- 黒良龍太, 1997: 中国地方の熱雷と安定度に関する指数, 研究時報別冊, **49**, 168-169.
- 丸田耕一, 川上政弘, 1997: 栃木県における熱雷の発生と大雨の予測について, 東京地方気象研究会誌, **30**, 138-139.
- 松本 積, 1999: 夏期不安定降水(熱雷), 福岡管区気象研究会誌, **59**, 266-267.
- 諸江祐一, 1996: 雷雨時における風の鉛直シアとSSIについて, 研究時報別冊, **48**, 56-57.
- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002: SAFIR で観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境. I: 雷雨活動の概観と雷雨発生のメカニズム, 天気, **49**, 541-553.
- 大井昌茂, 遠藤俊一, 寺尾祐樹, 1995: 熱雷発生の有無と発生地域の予測, 東京管区気象研究会誌, **28**, 67-68.
- 大久保 篤, 1998: 雷雲の発生地域と移動を考慮した雷雨の予想について—暖後期の富山県周辺の熱雷についての統計的な調査—, 研究時報, **50**, 161-175.
- 大村浩王, 遠峰菊郎, 細川 尚, 1999: 夏期の関東北部山岳地域における雷雲の発達と状態曲線の日変化について, 天気, **46**, 365-375.
- 大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象, 東京堂出版, 309pp.
- 佐藤佑一, 1998: 岡山県の熱雷発生のポテンシャル予測, 大阪管区府県気象研究会誌1998, 363-364.
- Showalter, A. K., 1953: A stability index for thunderstorm forecasting, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **34**, 250-252.
- 田口晶彦, 奥山和彦, 小倉義光, 2002: SAFIR で観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境. II: 安定度指数による雷雨の予測, 天気, **49**, 649-659.
- 東京大学教養学部統計学教室, 1992: 自然科学の統計学, 東京大学出版会, 366pp.
- 上野忠良, 池田一智, 1995: 館野の高層資料からみた雷雲の広がり, 研究時報別冊, **28**, 63-64.
- 横井貴子, 丸田耕一, 1998: 栃木県における熱雷の発生と大雨の予測について(第2報)—フローチャートの作成—, 東京管区気象研究会誌, **31**, 148-149.

Diagnosis of Air-mass Thunderstorm Days using Radiosonde Data : The Summer Kanto Area Under the Pacific Subtropical Anticyclone

Kohei KAWANO*, Yasutaka HIROKAWA** and Hisao OHNO***

* (Corresponding author) Choushi Local Observatory, 2-6431 Kawaguchi, Choushi, Chiba, 288-0001, Japan.

** Aomori Local Observatory.

*** Meteorological Research Institute.

(Received 2 April 2002 : Accepted 27 October 2003)