

1998年北関東・南東北豪雨における降雨の集中機構について

その他（別言語等）のタイトル	北関東・南東北地方1998年8月26日～31日豪雨災害調査報告
著者	三隅 良平
雑誌名	主要災害調査
巻	37
ページ	13-36
発行年	2001-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00001471

Ⅱ 1998年北関東・南東北豪雨における降雨の集中機構について

三隅良平^{*}

On the Mechanism of the 1998 Tochigi-Fukushima Heavy Rainfall

By

Ryohei MISUMI

*Atmospheric and Hydrospheric Science Division
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

Abstract

Meteorological characteristics of the 1998 Tochigi-Fukushima rainfall disaster are investigated paying special attention to the process of heavy rainfall. The notable feature of this event is that the rainfall was concentrated in a very small region around Nasu Town: 20-hour rainfall exceeding 500mm was recorded in a band-shaped region only about 15km in length. During the event, warm and moist air had been provided from typhoon REX to the stationary front over Japan, and the atmospheric conditions were highly unstable over the Kanto Plain. Radar echoes formed successively to the southwest of Nasu Town, and they stopped moving and merged as they approached the town. They tended to attain strong intensity to the east of Mt. Nasu.

The surface wind derived from AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) indicates that there was strong horizontal convergence to the southwest of Nasu Town. The pattern of the surface wind is simulated using a one-level primitive equation model. The results of the simulation suggest that the effect of the mountains and that of the warm air-mass around Tokyo were important factors in the formation of the horizontal convergence. That is, the local wind, which is deflected to the north by the effect of the mountains, converges with the strong southeasterly, wind which is accelerated by the low pressure produced by the warm air-mass around Tokyo. A hypothetical process of the heavy rainfall is proposed based on the behavior of radar echoes and the results of the simulation.

^{*} 防災科学技術研究所 気圏・水圏地球科学技術研究部

キーワード：降雨，栃木，福島，洪水

1998年8月26日夜から31日にかけて、栃木県北部・福島県南部を中心に豪雨が発生し、甚大な被害に見舞われた。この豪雨の非常に興味深い特徴は、降雨が非常に狭い範囲に集中したことである。例えば特に豪雨の激しかった8月26日午前8時から27日午前8時の24時間雨量は、栃木県的那須で535 mm、福島県の長沼で311 mmという大きな値が記録されたが、約20 km メッシュで展開されているアメダス観測地点のうち300 mm以上の雨量が記録されたのはこの2地点だけで、残りの栃木・福島県のアメダス観測地点では150 mmより小さい雨量しか記録されていない。日雨量500 mmを超えるような大きな雨量が、なぜこのような限られた範囲にのみ発生したのかが、今回の豪雨をめぐる最大の疑問である。

その後の報告として、真野と今村（1998）は報文の中で、日本に停滞していた前線に台風4号からの湿った風が送り込まれたことに加えて、1998年は台風の発生が少なかったために、1つの台風の取り込む湿った空気量が多くなったことが豪雨の発生の原因となったとする説を紹介している。また牛山（1998）は、今回の豪雨の降雨パターンが8月の月平均降水量の準平年値とよく似ており、従来から多くの雨が降りやすいところでやはり多くの雨が降った事例であると述べている。渡辺（1999）はメソ解析とGPSを用いた水蒸気場の解析により、栃木から福島にかけての山地上に気圧の峰、その南東側に小さな気圧の谷が形成されており、山地からの比較的乾いた空気と湿った南風とが豪雨発生域の周辺で収束していたことを指摘している。他には岩田ら（1999）が栃木・福島で豪雨の起こった数日間について、深夜から早朝にかけての豪雨が顕著であったこと、また500 hPa高度場において湿舌が見出され、これに対応して衛星画像では積乱雲を含む雲列が関東平野に進入していると指摘している。さらにも鈴木ら（1999）が高層データを中心に解析を行い、中層に乾燥した空気が流入していたこと、また下層の水蒸気の収束量の極大が那須で観測された雨量の極大とほぼ一致したと述べている。これらはいずれも今回の豪雨が起こった時の状況を記述した貴重な研究であるが、いずれの研究も最大の疑問点である「豪雨がなぜ那須周辺のごく狭い範囲に集中したのか」について、十分に説明するにはいたっていない。

まず初めに降雨の経過を記す。図1はアメダス観測点の中で最も激しい雨が観測された那須観測所における、1時間雨量の時間変化である。時間雨量数mm以下の弱い降雨は8月26日の午前中から記録されていたが、時間雨量数十mm以上の強い雨が記録されるようになったのは8月26日の夕刻からで、まず午後6時に時間雨量38 mmが記録された。その後いったん雨は弱まったものの、午後10時頃から再び降雨が強まり、8月27日午前1時から7時までの6時間は時間雨量30 mm以上の強い降雨が継続した。中でも午前2時には時間雨量90 mm、午前3時には73 mmの猛烈な雨量が記録されている。このような強い降雨は8月27日の正午頃に弱まるが、再び8月27日午後から8月28日



– 14 –

未明にかけて時間雨量20 mmを超えるような強い雨が断続的に記録されている。このようなパルス状の強い降雨は8月30日の午前中まで続き、8月28日午後8時に35 mm、8月30日午前2時に29 mm、同じく午前4時に43 mmの時間雨量がそれぞれ記録されている。一連の降雨による那須観測所の記録は、8月26日から30日までの5日間の総雨量が1,242 mm、8月26日21時～27日21時の24時間雨量が640 mm、8月27日午前1時～7時の6時間雨量が358 mmとなっている。

次に地上天気図と高層天気図を使って一連の強い降雨が起こった時の総観的な状況を述べる。図2は8月26日～31日のそれぞれ21時の地上天気図を示す。8月26日には日本の南海上に台風4号があり、また東日本には停滞前線があって関東地方からベーリング海に伸びている。台風4号の移動は非常に遅く、その後も日本の南海上に居座り続ける。同時に日本列島上にも前線が存在し続ける。こうして日本の南海上に台風があり、日本列島上に停滞前線があるという天気図のパターンが30日21時まで続く。8月31日になると台風4号は関東の東海上に移動し、台風の移動に伴って停滞前線もまた日本列島の東へ移動して、長く続いた天気図のパターンが4日ぶりに崩れた。また850 hPaの高層天気図では（図3）、8月26日21時には海上から南風が本州に流入し、朝鮮半島から流入する西風と関東平野付近で合流して南西風が形成されている。図の点描は、気温と露点温度の差が2 K以下の湿った領域を示しているが、台風の縁辺を周る南風は非常に湿っており、他方朝鮮半島から入る西風は比較的乾いていることがわかる。太い破線で示した18℃の等温線は関東地方に入り込んでおり、対流圏下層が暖められていることがわかる。台風から湿った南風が関東地方に入り込む状況は8月27日以降も続く。ただし朝鮮半島から流入する乾いた西風は27日以降は見られず、関東平野付近の850 hPaの風向は南または南東に変わる。また18℃の等温線は8月26日に比べるとやや南に下がり、関東付近の気温はこの高度では低下する。8月31日になると台風が東に移動して、関東地方には北東風が入り対流圏下層が冷却されて大気が安定化する方向に向かう。500 hPa高度では（図4）、中国大陸から流入する西風が卓越し、台風の周囲の南東風と日本の南で合流している。この西風は31日まで一貫して存在するが、台風からの南風は30日には不明瞭になる。太い破線で示した－6℃の等温線は8月26日21時には関東の南にあり、関東上空には比較的冷たい空気があったことを示している。850 hPa層に暖かい空気が流入していたことを考え合わせると、関東周辺は局所的に大気が強い不安定であったことになる。その後－6℃の等温線は北上し、関東地方に関して言えば500 hPa層が暖たかくなって不安定が少し弱まる。

アメダスデータを用いてより局所的な気象状況を示したのが図5で、特に激しい豪雨が観測された8月26日12時から27日9時の気温（等値線）、風（矢羽根）、雨量分布（陰影）を、北関東～南東北地方について示している。図に太い一点鎖線で示すように、関東平野の北側に風の不連続線が常に存在している。関東平野に南東風が流入する時には、南西－北東の走向をもつ局地前線が形成されることが知られており（Yoshino, 1975；藤部, 1992）、この不連続線はそのような局地前線に対応するものである。この不連続線は気温傾度も伴っており、15時以降に気温傾度が顕著に強まる。不連続線と那須周辺の豪雨との関係を見ると、8月26日18時には那須観測所のすぐ近くに不連続線があり、それに沿って時間雨量10 mm以上の強い雨がある。21時には不連続線が南東に移動して、それとともに強い雨域もいったん那須から離れる。27日0時には不連続線はさらに南下して、完全に那須から離れた位置に移動するが、那須には再び強い雨域が出現する。その後午前3時から9時にかけて不連続線が再び北上して、強い雨域の見られる那須の近辺を横切る。以上のように、関東平野の北部に形成された不連続線（局地前線）は、強い雨域と重なっている時刻（26日18時、21時、27日3時、

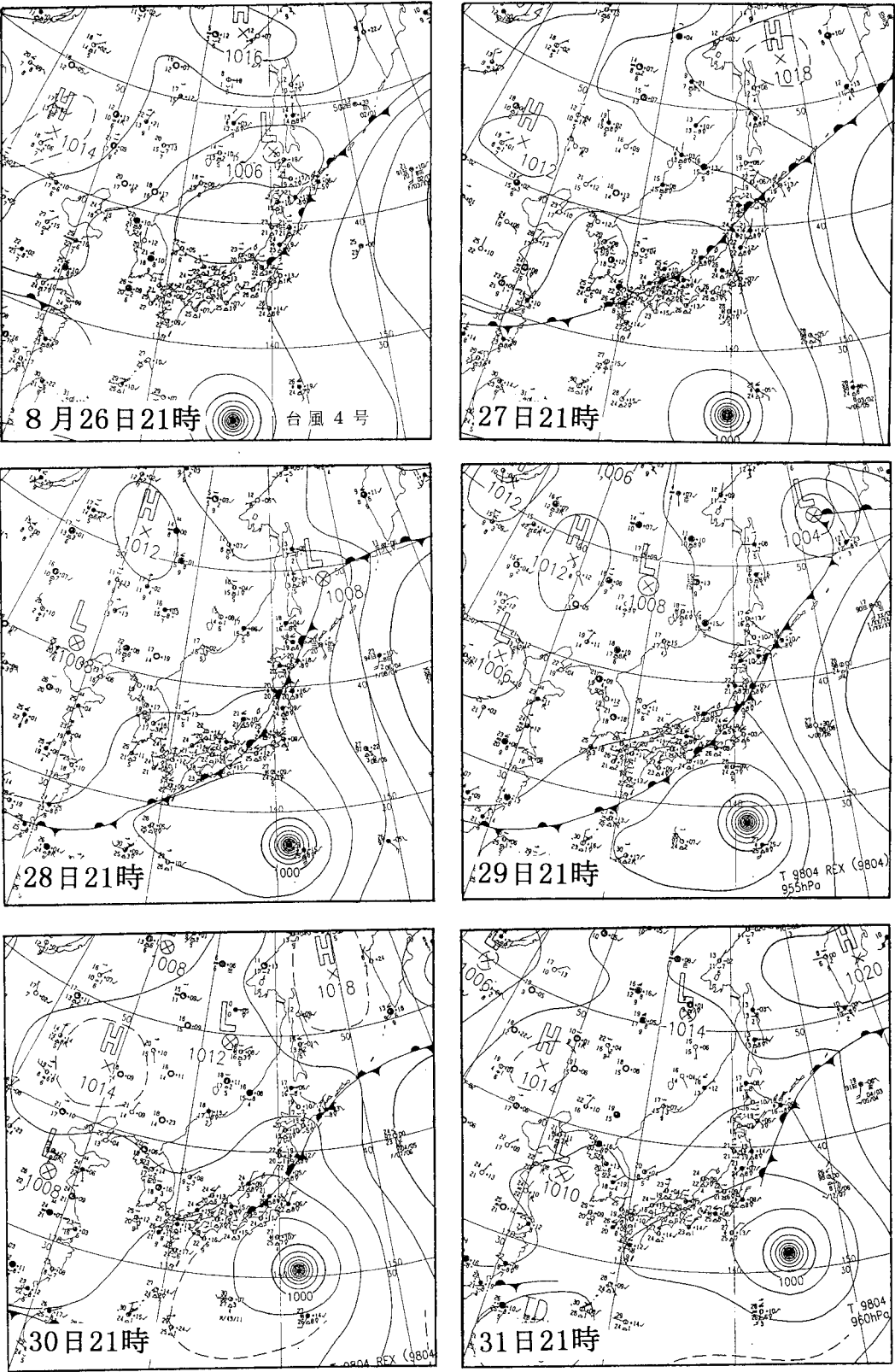


図2 1998年8月26日～31日21時の地上天気図
Fig.2 Weather charts at 21 JST from 26-31 August 1998. water level changes in the upper section of the Nakagawa River basin.

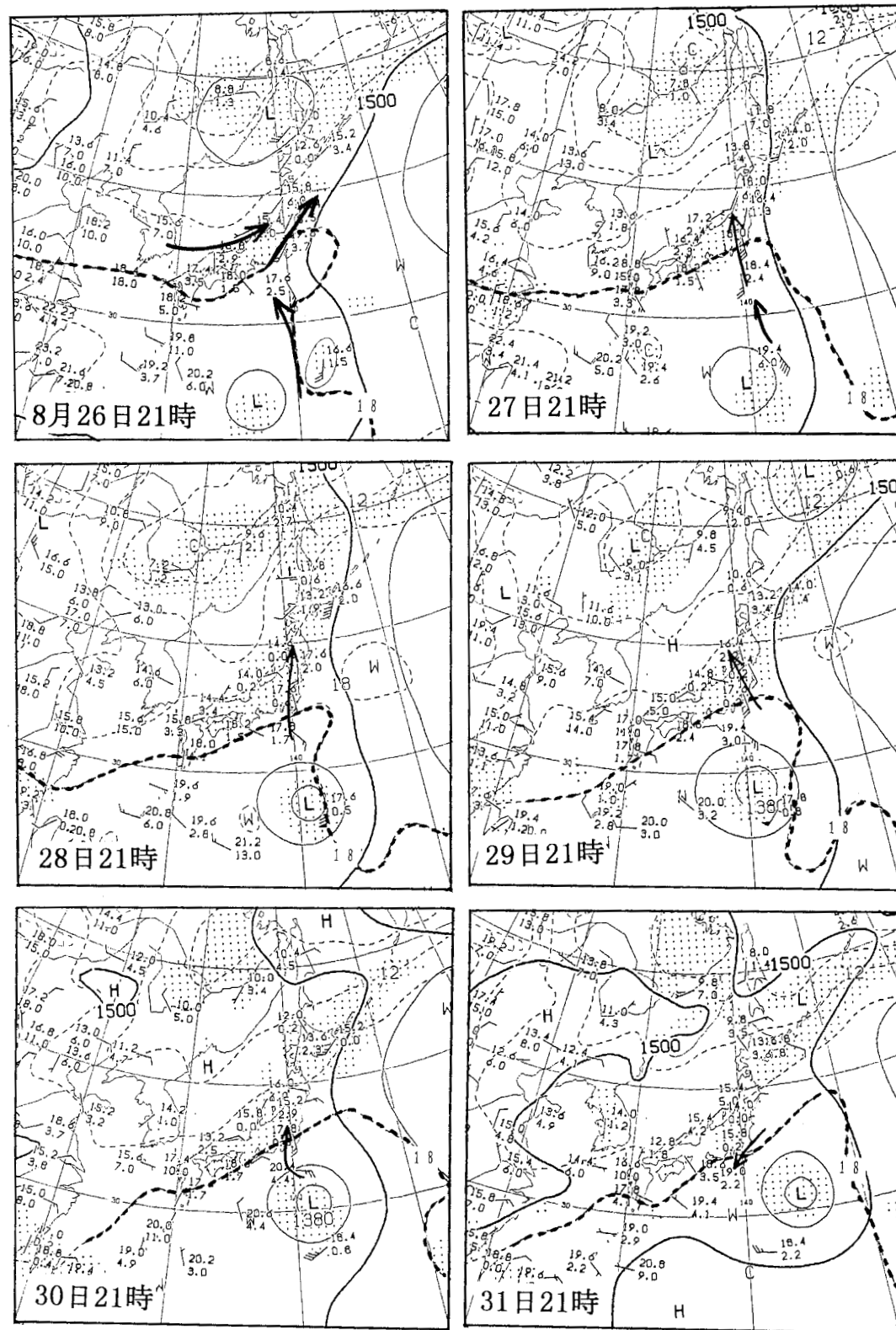


図3 1998年8月26日～31日21時の850 hPa高層天気図。実線は等高線、破線は等温線を示し、気温と露点温度の差が2℃以下の湿域を点描で示している。

Fig.3 850hPa weather charts at 21 JST from 26-31 August 1998. Contours of height and temperature are drawn using solid and dashed lines, respectively. The hatched area is a moist region where the difference between temperature and the dew point is smaller than 2 K.

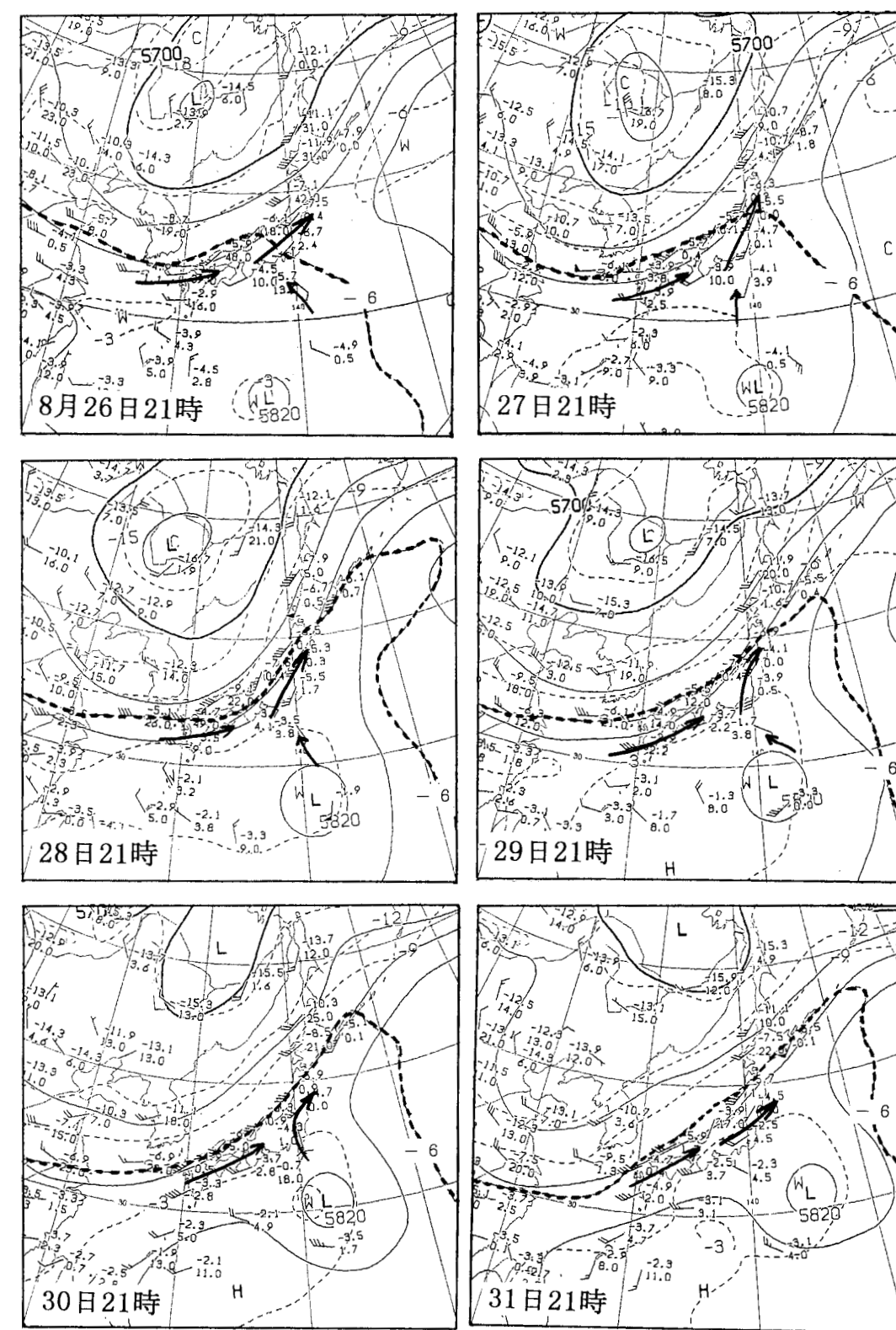


図4 1998年8月26日～31日21時の500 hPa高層天気図

Fig.4 500hPa weather charts at 21 JST from 26-31 August 1998. Contours of height and temperature are drawn using solid and dashed lines, respectively.

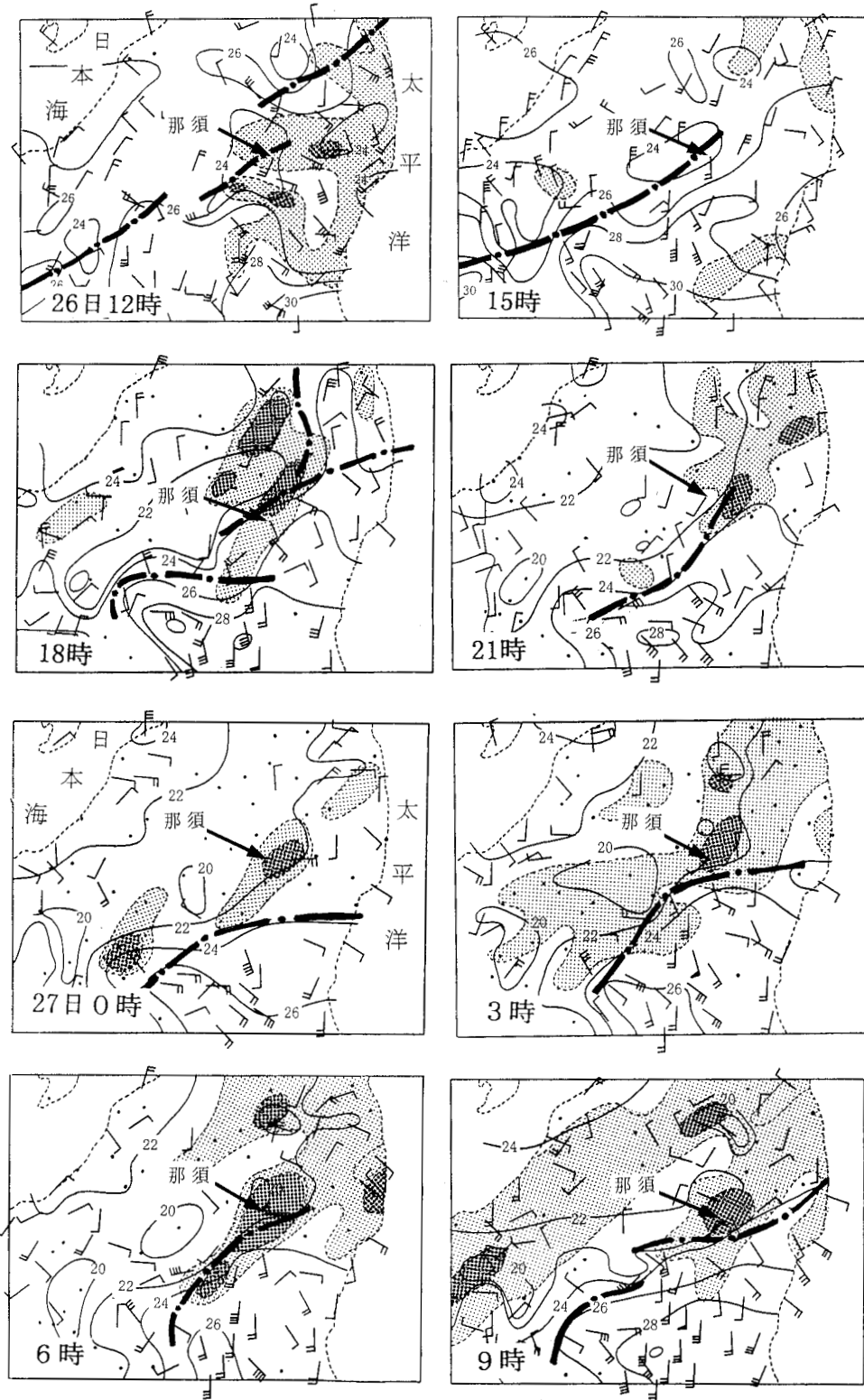


図5 アメダスデータに基づく、8月26日12時～27日9時の気温（等値線）、風（矢羽根1本が1 m/sに対応）、1 mm/h以上の雨域（薄い陰影）と10 mm/h以上の雨域（濃い陰影）、風の不連続線

Fig.5 Distribution of temperature (contours), wind (a barb denotes 1 m/s) and rainfall stronger than 1 mm/h (light shade) and 10mm/h (dark shade) observed by the AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) from 12 JST on 26 August to 9 JST on 27 August 1998. A line of wind discontinuity is indicated by dash-dotted lines.

6時、9時）と、離れている時刻（27日0時）とがあり、また後述するように降雨の集中した範囲は不連続線よりもずっとスケールが小さいので、形成された局地前線そのものが那須周辺の豪雨の原因であるとは結論できない。

図6は8月26日午前8時～27日午前8時の24時間雨量の分布を示す。この24時間において総雨量が100 mmを超えたのは、那須を含む幅約20 km、長さ約80 kmのバンド状の領域と（図の濃い陰影）、その南西側のごく狭い領域のみである。特に那須観測所ではこの24時間に535 mmという猛烈な雨量を記録している。図から明らかなように、強い雨はごく限られた領域でのみ観測されたものである。図6の四角で囲った領域について、より詳しい雨量分布を示したのが図7である。データの関係からここでは8月26日16時～27日12時の20時間雨量が示されている。図から明らかなように、500 mmを超える強い雨は、那須岳の南東斜面の幅約5 km、長さ約15 kmの領域に限られている。死者を伴うような土砂崩れの被害はこの降雨集中域に沿って発生しており、またこの降雨集中域に支流をもつ川（余笹川、阿武隈川など）で河川氾濫による被害が発生している。ここで非常に興味深いことは、那須岳の南斜面と南東斜面とで雨量が極端に異なることである。例えば那須岳のすぐ南にある黒磯消防署板室分署の雨量はこの時間帯39.5 mmであったが、その約10 km東にある那須町浄化センターで記録された雨量は510 mmであった。わずか10 kmの位置違いで、500 mm近い雨量の差が出ているのは注目すべき事実である。このことは、8月27日未明の雨がいかにも集中度の高いものであったかという事実を物語る。

3. 那須町浄化センターで記録された285 mmの3時間雨量

那須町浄化センター（位置は図7に示されている）では8月27日未明から特に激しい雨が観測され、午前1時50分～4時50分の3時間雨量が285 mmに達した。これは3時間雨量としては日本歴代15位に入る記録であり、その状況を記述する。

図8は那須町浄化センターの10分雨量の時間変化である。8月26日の夕刻から強い雨が始まり、27日未明に猛烈な雨が観測された状況は図1の那須観測所の状況とよく似ている。10分雨量の値としては0時50分に10 mm、1時40分に12 mm、2時に14 mm、2時40分に19 mm、4時には23 mmと次々に大きな値が記録されるとともに、それが午前1時30分から5時過ぎまで継続した。このような中で1時50分から4時50分に3時間雨量285 mmという記録的な雨量が観測された。ちなみに最大1時間雨量は3時40分～4時40分の114 mmであった。参考のため、表1に日本の3時間雨量の歴代記録を示す。この統計は地点別、現象別に記されており、同一の気象イベントによる記録や、同一地点での記録は省かれている。今回の那須町浄化センターの記録は、この統計表では第15位にランクされる。この表に記載されている記録の大半が西～南日本の観測点であることを考えると、今回の値は雨量記録として注目に値すべきものであると思われる。また、那須町に隣接する栃木県黒磯市で1977年に308 mmの3時間雨量（第11位）が記録されていることもまた興味深い。

この雨量観測の正確さを検証する目的で、那須町浄化センターの気象観測の様子を見学した。写真1は気象観測露場と雨量計の写真である。観測露場は芝生の上にあり、降水量の他に気温、風などのデータも取られている。雨量計は転倒ます型で、データは自動的に室内のパソコンに送られるシステムになっている。外見から判断する限り、大きな観測誤差が生じる要素はみられなかった。

この記録的な3時間降雨は雲のどのような挙動によってもたらされたのだろうか。図9に8月27日午前2時～4時40分の、気象庁東京レーダの栃木県周辺のエコー分布を示す。那須町の位置を矢

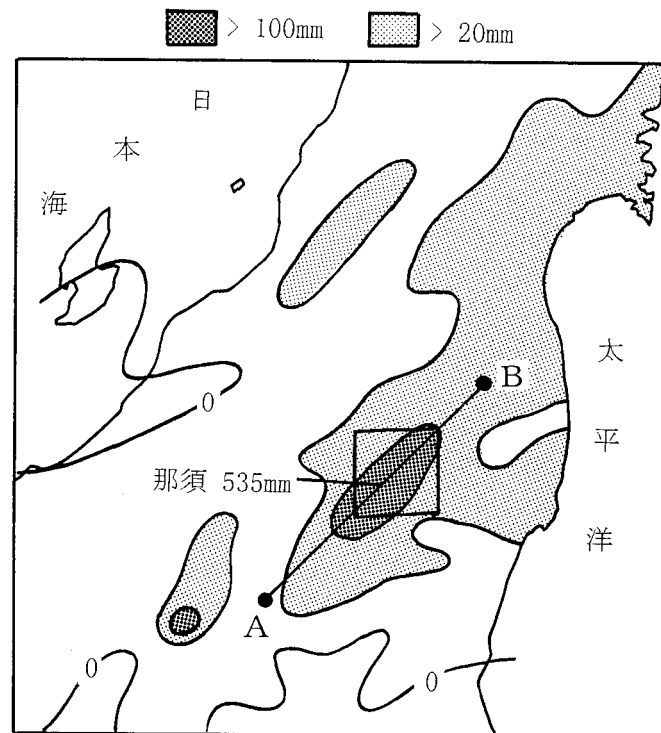


図6 1998年8月26日8時～27日8時の24時間雨量の分布
Fig.6 Distribution of rainfall over a 24-hour period starting from 8 JST on 26 August 1998.

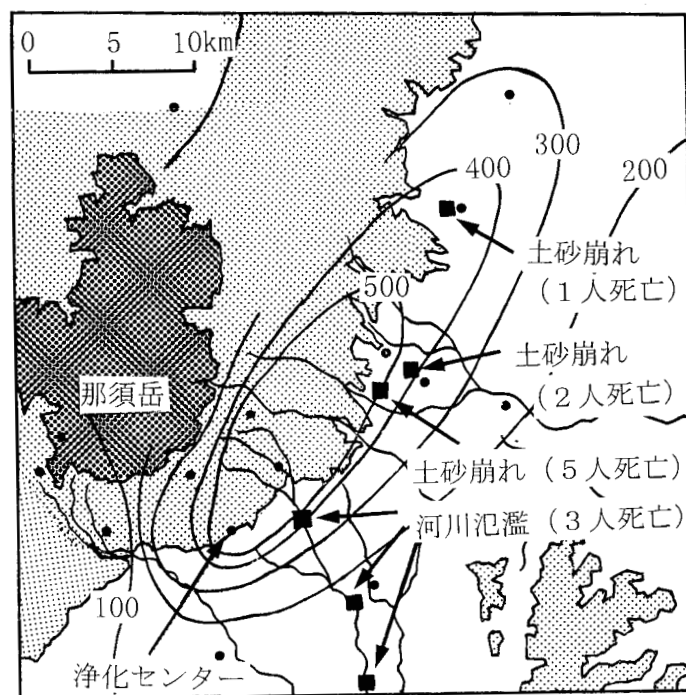


図7 図6で四角で囲った領域における、8月26日16時～27日12時の20時間雨量の分布と主な被害の分布
Fig.7 Distribution of rainfall over a 20-hour period starting from 16 JST on 26 August 1998 and disasters within the framed region in Fig. 6.

印で示している。午前2時には、強い反射強度をもつエコー塊Mが、ちょうど那須町の真上にある。他のエコー塊（N、Pなど）は時間とともに北東方向に移動するが、Mは那須町の上に停滞し、後ろから移動してきたNと併合しM+Nを形成する（2時40分）。併合したエコー塊M+Nはやがて消滅するが、Nの南西側に形成されたPが続いて那須町に接近する（3時20分）。興味深いことに、エコー塊Pもまた那須町で移動を止めて停滞し、後ろからやってきたエコー塊Qと併合してP+Qを形成する（4時0分）。さらに併合したエコー塊P+Qも那須町付近に停滞し、後ろから移動してきたRと併合して細長いエコー塊P+Q+Rを形成する（4時20分）。エコー塊P+Q+Rはやはり移動することなく那須町付近に停滞し続ける。

以上のように、那須町浄化センターに記録的な雨量が観測された時間帯のレーダエコーの挙動の特徴として、①北東に向かって移動してきたエコーが那須町付近で移動を止めて停滞し、②後方から移動してきたエコーと併合する、③そしてこのパターンが数回繰り返す、ことがわかった。一般に対流雲は併合することによって降水効率が 증가することが知られており（Westcott, 1984）、那須町付近でのエコー塊の併合は豪雨発生にとって重要な要素の1つであったと考えられる。しかし併合が起こる前提として、那須町付近でエコー塊が停滞したことで、既存のエコー塊の後方に次々と新しいエコーが

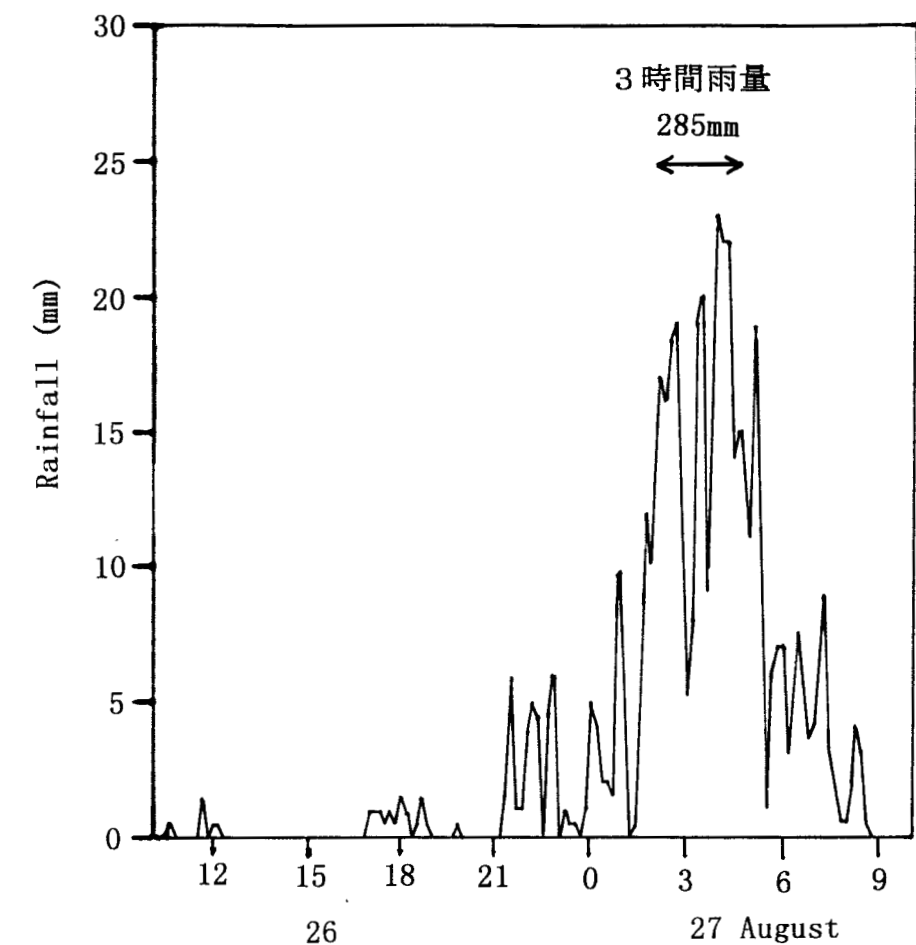


図8 那須町浄化センターにおける10分雨量の時間変化。浄化センターの位置は図7に示されている。
Fig.8 Time variation of rainfall over a 10-minute period observed at the Purification Center of Nasu Town. The location of the Purification Center is shown in Fig. 7.



写真1 那須町浄化センターの気象観測露場と雨量計
 Photo 1 The meteorological observation field and the raingauge used at the Purification Center of Nasu Town.

表1 地点別，現象別に集計された3時間雨量の日本歴代記録（1997年版気象年鑑に加筆したもの）
 Table 1 Historical records of the strong 3-hour rainfall in Japan, which are counted according to locations and events (Reproduced from the Meteorological Yearbook 1997).

順位	地名	降水量	年月日	現象
1	多良間（沖 縄）	383mm	1988. 4.28	低 気 圧
2	西 郷（長 崎）	377mm	1957. 7.25	前 線
3	福 原（徳 島）	343mm	1938. 9. 5	台 風
4	仙 台（宮 城）	338mm	1994. 9.22	低 気 圧 と 前 線
4	登 別（北海道）	338mm	1983. 9.25	前 線
6	長 与（長 崎）	330mm	1982. 7.23	前 線
7	潮 岬（和歌山）	313mm	1972.11.14	低 気 圧
8	柿の又（高 知）	312mm	1975. 8.17	台 風
8	大台ヶ原（奈良）	312mm	1953. 9.25	台 風
1 0	尾 鷲（三 重）	310mm	1960.10. 7	低 気 圧
1 1	黒 磯（栃 木）	308mm	1977. 9. 9	熱 界 雷
1 2	沖永良部（鹿児島）	305mm	1965. 8. 5	台 風
1 3	屋久島（鹿児島）	299mm	1985. 6. 7	低 気 圧
1 4	宮 崎（宮 崎）	295mm	1939.10.16	台 風
1 5	那須町（栃 木）	285mm	1998. 8.27	台 風 と 前 線
1 6	杉 原（岐 阜）	280mm	1965. 9.14	台 風 と 前 線
1 6	湯ヶ島（静 岡）	280mm	1958. 9.26	台 風
1 8	小見野々（徳島）	273mm	1974. 7. 6	台 風
1 9	白 川（奈 良）	270mm	1959. 9.26	台 風
2 0	繁 藤（高 知）	266mm	1972. 7. 5	前 線

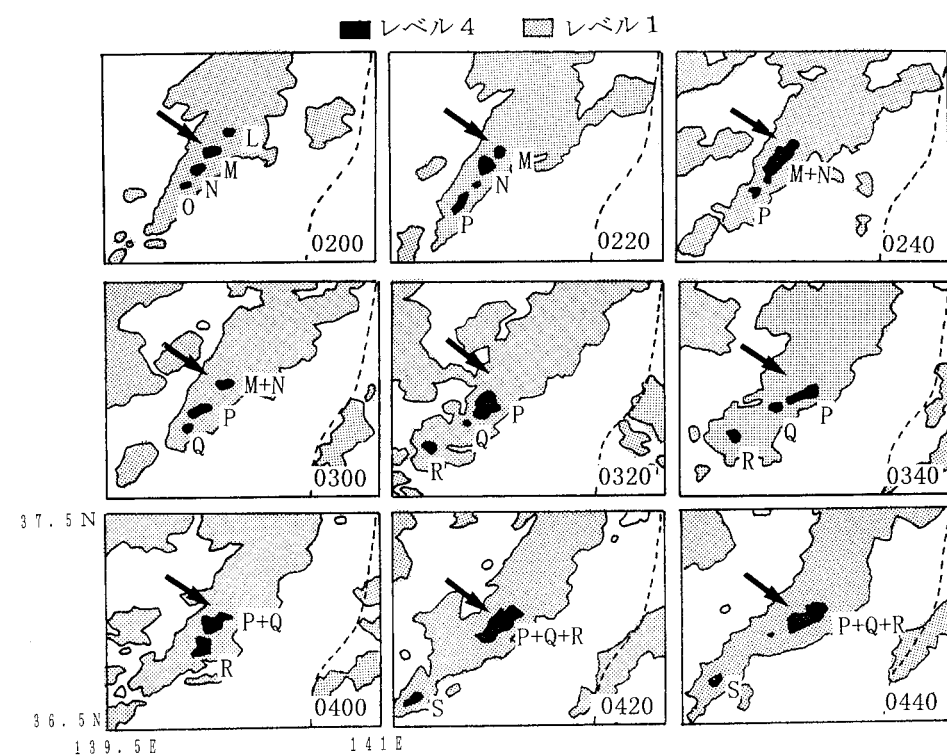


図9 1998年8月27日2時～4時40分の、気象庁東京レーダで得られた那須町周辺のエコー分布

Fig.9 Echo pattern variations around Nasu Town derived from the JMA Tokyo Radar from 0200 JST to 0400 JST on 27 August 1998. Echoes stronger than level 1 and level 4 are represented by light and dark shading, respectively.

形成されたことがある。なぜエコー塊が那須町周辺で移動をやめて停滞したのか、なぜ既存のエコー塊の後方に新しいエコーが次々と出現したのか、についてはこれだけのデータからは判断できない。

4. レーダエコーの挙動の特徴

8月26日～27日のレーダエコーの挙動の特徴を、気象庁東京レーダの10分間のデータを用いて解析する。図10は、図6の線分A Bに沿ったレーダエコー強度の時間変化を示している。縦軸にA B間の距離、横軸に時間をとっている。8月27日0時すぎから8時頃にかけて、図10にa, b, c, d, eで示した5つの強いエコーがA B軸上を移動したことがわかる。これらのエコー塊は、それぞれ図の中で左下から右上に伸びる形態をしている。これは、エコーがA点からB点の方向に、言い換えると南西から北東へ移動したことを反映している。また、2つのエコー塊c, dは、那須周辺で水平方向に曲がっている。これはこれら2つのエコー塊が、那須周辺で移動をやめて停滞したことを反映している。このことは、図9で説明したレーダエコーの挙動と整合する。またaを除く4つのエコー塊が、那須の南西側で形成されていることも特徴である。

図11は、レーダエコーの「発達域」を地図上にプロットしたものである。ここでレーダエコーの「発達域」とは、次のように定義されるものである。8月27日0時から8時50分まで10分間隔で得られたレーダ画像54枚について、前の時刻の画像と次の時刻の画像との相関係数が最大になるように、レーダエコーの「移動速度」をまず決める。次にこの移動速度を用いて、ある時刻のレーダエコー強

度と、前の時刻の対応する位置のレーダエコー強度との差をすべての格子点について求める。54枚の画像について、求めたレーダエコー強度の差の平均が0.2を超える地点を、レーダエコーの「発達域」とする。すなわちここで定義したレーダエコー「発達域」とは、平均して10分間にエコー強度

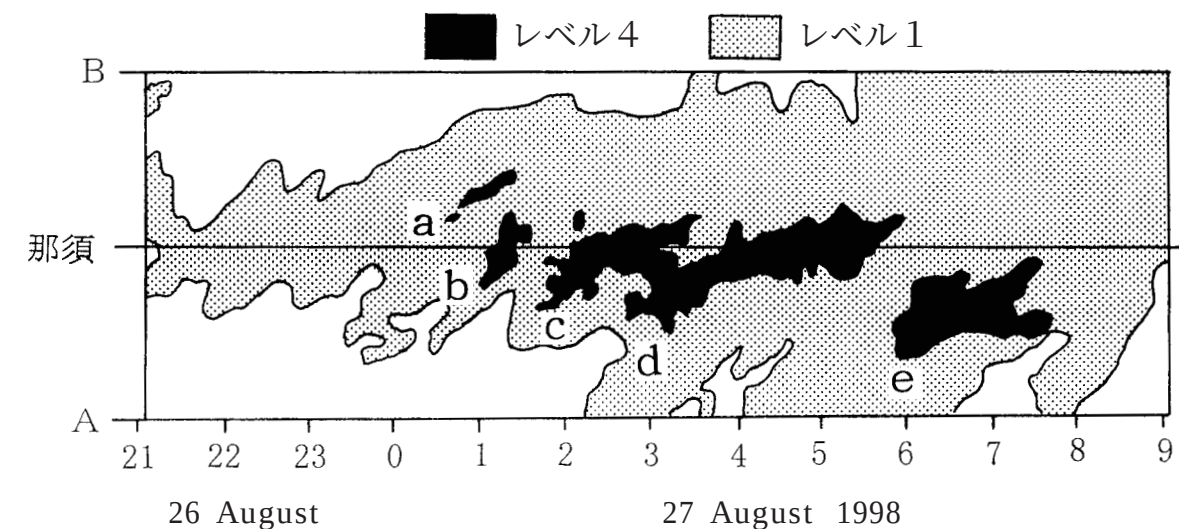


図10 図6の線分A B上でのレーダエコーの時間変化

Fig.10 Time variation of the radar echo on the AB line in Fig. 6.

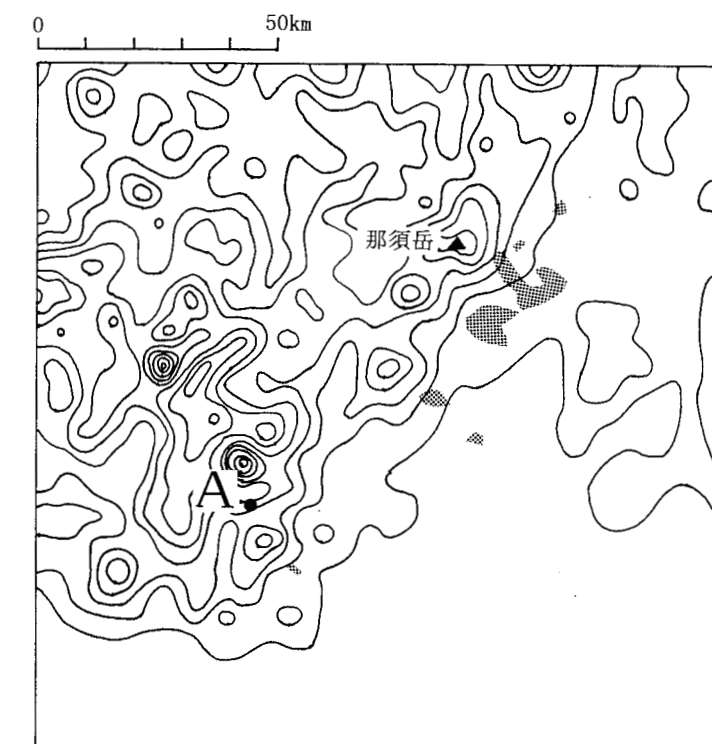


図11 那須周辺の地形（等高線は250 m間隔）とレーダエコーの「発達域」（陰影）。「発達域」の定義は本文を参照のこと。

Fig.11 Topography around Nasu Town (contours are drawn every 250m) and the “development region” of radar echoes (shaded area) where radar-echo intensity increased more than 0.2 level per 10 minute period on average from 0 JST to 0850 JST on 27 August 1998.

が0.2以上大きくなる場所を指している。図11によると、比較的広いレーダエコー発達域が、那須岳の南東側に見られる。この領域は、図7に示した降雨の集中域及びその南西側に対応している。すなわちレーダエコーは、那須岳の南東側で系統的に強まる傾向があったことを示している。

5. 一層プリミティブモデルを用いた地上風のシミュレーション

一般に、豪雨の起源となる水蒸気は大気下層に含まれており、下層風の収束場の存在が豪雨の発生に重要である。この節では Danard (1977) が開発した一層プリミティブ方程式を用いた数値モデルにより、豪雨発生時の地上風のパターンを計算し、降雨の集中域との関係を考察する。

モデルが計算するのは、地上気圧 p_s 、地表面の温位 θ_s 、水平風ベクトル V の3つであり、予報方程式はそれぞれ以下のように表わせる。

$$\frac{\partial \ln p_s}{\partial t} = -\frac{g}{R\theta_s T_s} \int \frac{\partial t}{\partial t} dz, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} = -V \cdot \nabla \theta_s + K_t \nabla^2 \theta_s + Q, \quad (2)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -V \cdot \nabla V - (g \nabla Z_s + RT_s \nabla \ln p_s) - f k \times V + F + K_m \nabla^2 V. \quad (3)$$

ここで t は時間、 g は重力加速度、 R は乾燥空気の気体定数、 T_s は地上気温、 H は境界層の厚さ、 θ は温位、 z は鉛直座標、 ∇ は水平方向の空間微分、 K_t 、 K_m は拡散係数、 Q は局所的な加熱・冷却に伴う補正項、 Z_s は地上の標高、 f はコリオリパラメータ、 k は鉛直方向の単位ベクトル、 F は地表摩擦の効果を表している。加熱・冷却の補正項 Q は以下の式で表現される。

$$Q = \frac{\theta_s}{T_s} \frac{\Delta T}{t} \quad (4)$$

τ はモデルが定常状態に達するまでの時間、 ΔT は $Q = 0$ として計算された地上気温と、実際に観測された地上気温との差である。また境界層の厚さ H は

$$H = 0.75 V_g / \left(\frac{g}{T} \frac{\Delta \theta}{H} \right)^{0.5}, \quad (5)$$

地表摩擦 F は、

$$H = 0.75 V_g / \left(\frac{g}{T} \frac{\Delta \theta}{H} \right)^{0.5}, \quad (6)$$

で与えられる。ただし V_g は地衡風、 $\Delta \theta$ は地上から境界層上端までの温位の増分、 c はパラメータで $c = 2.8$ 、 C は引きずり係数で陸地で 1×10^{-2} 、海上で 1×10^{-3} とする。 h は風に対する境界層の厚さで、Danard (1977) によって定式化されている。

地上の気圧 p_s 、温位 θ_s 、風ベクトル V の初期値は以下のように与える。高層観測の行われている地点を参照点とし、その観測データを用いてまず地上から 850 hPa 面の気温減率を求める。次に高層天気図を用いて 850 hPa 面内の水平気温傾度を決め、参照点の気温を使って各格子点の 850 hPa の気温を決める。さらに参照点の 850 hPa の風から、地衡風バランスによりジオポテンシャル高度の傾きを求め、参照点の高度を使って各格子点のジオポテンシャル高度を求める。こうして先に求めている気温減率から各格子点の地上気温 T_s が、さらに静力学方程式から地上気圧 p_s が求まる。温位の定義より、地上気温 T_s と気圧 p_s から各格子点の θ_s が、さらに地衡風バランスを仮定すると V の初期値が計算される。

方程式 (1) ～ (3) を解く差分スキームは Danard (1977) に従った。初期値を与えた後、時間積分を繰り返していくと地形効果や地上摩擦、局所的な加熱効果によって V が大きく変動する。この変動はやがて小さくなり、定常状態に達する。こうして各変数が定常状態に達するまで、即ち (1) ～ (3) の左辺が 0 になるまで数値積分を繰り返し、地上風の分布が得られる。

計算の対象とした領域を図12に示す。ここは関東平野から北関東、および新潟平野の一部を含む

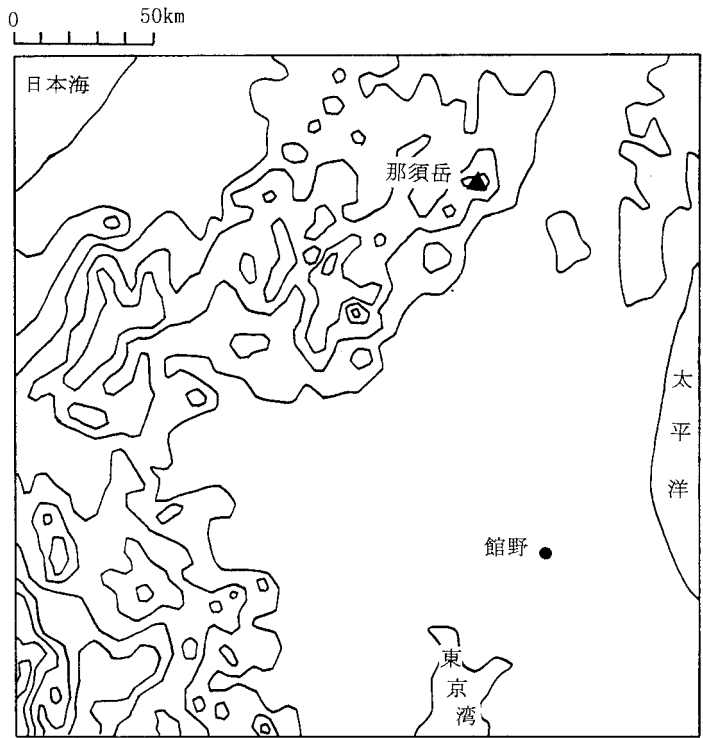


図12 一層プリミティブモデルの計算領域。等高線は500 m 間隔

Fig.12 Area for calculation with the one-level primitive equation model. Contours are drawn every 500m.

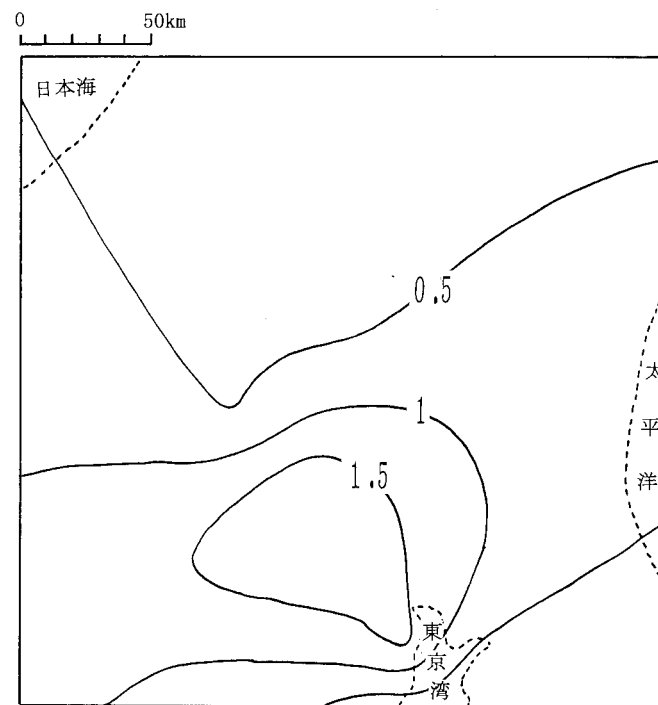


図13 式(4)で用いた ΔT の分布. 単位はK.
Fig.13 Distribution of ΔT in equation (4) used in the model. The unit is K.

500 km × 500 km の範囲である。(1) ~ (3) を差分で解くのに必要な水平格子間隔は 5 km × 5 km とした。参照点を館野の高層観測地点とし、豪雨が起る直前の 8 月 26 日 21 時のデータを用いて初期値を作成した。この時刻の気象官署の気温データを内挿して作成した ΔT (式(4)) の分布を図13に示す。関東平野の南西部に暖域が存在している。この暖域が及ぼす効果も検討する。

次に計算結果を示す。図14はモデルが計算した 8 月 26 日 21 時の地上風の分布で、 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ より大きな収束域を陰影で示している（この図は豪雨のあった北関東～南東北周辺のみを示している）。那須岳周辺に注目すると、A 地点（図6のA地点と同じ）のすぐ東側に強い収束域が形成されている。この水平収束は、南東から流入する風系2と、北東から流入する風系3の合流によってつくられている。また南東風の一部は風系1として西へ流れていく。比較のため同じ時刻にアメダスで観測された風の分布を図15に示す。西へ流れていく風系1と南東から流入する風系2が存在し、A地点の東側で風系3と収束している。これらの特徴は計算された風の分布を裏付ける。ただし風系3はモデル計算では北東風だが、アメダス観測では北西風となっており、計算された風向とやや異なっている。これはおそらくモデルに充分反映できなかった山地の局所的な冷却効果のためであると思われる。

このA地点の東側の収束域の形成に着目して感度実験を行った。まず、 $Q = 0$ 、すなわち図13の ΔT をいたるところ 0 として水平風の分布を計算した。その結果を図16に示す。図から明らかなように、 $Q = 0$ とすると南東から流入する風系2が現われず、A地点の東側では北東からの風系3が卓越する。その結果として、A地点周辺には水平収束がほとんど形成されない。 $Q = 0$ としたとき風系2が形成されないことは、以下のように解釈される。図13より、暖域が関東平野南西部を中心に分布している。この暖域により、局所的に気圧の低い領域がつけられて、気圧とバランスするように周辺に反時計回りの循環がつけられる。この反時計回りの循環の一部が南東から流入する風系2を形成

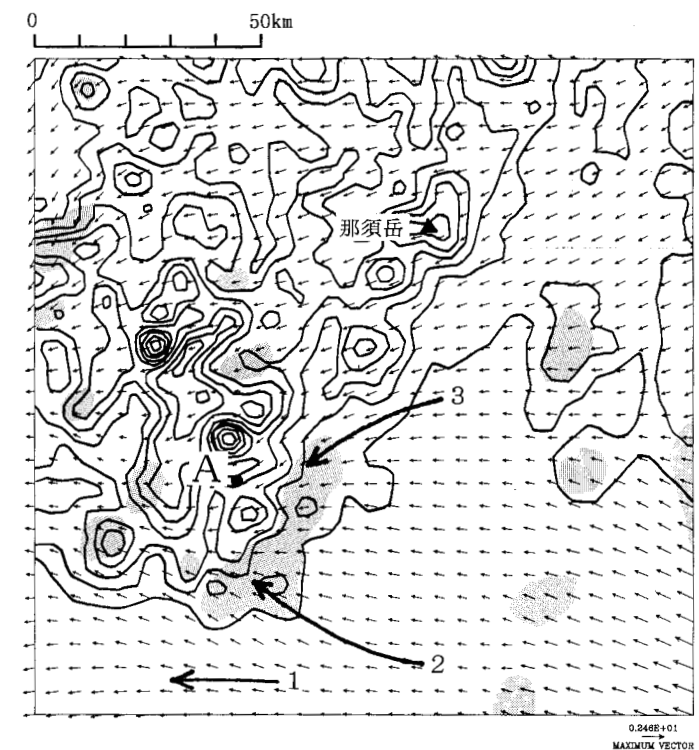


図14 計算された 1998 年 8 月 26 日 21 時の地上風 (矢印) と、 $5.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ より大きな水平収束域 (陰影)。等高線は 250 m 間隔で描かれている。
Fig.14 Simulated surface wind (vectors) and horizontal convergence greater than $5.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (shaded region) at 21 JST on 26 August 1998. Topographic contours are drawn every 250m.

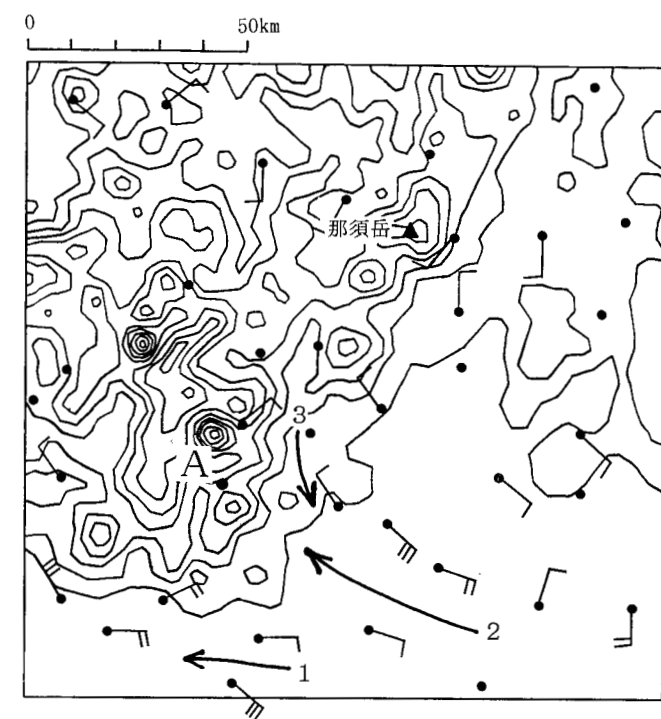


図15 アメダスで観測された 1998 年 8 月 26 日 21 時の地上風 (矢羽根 1 本が 1 m/s を示す)。等高線は 250m 間隔で描かれている。
Fig.15 Surface wind (a barb denotes 1 m/s) at 21 JST on 26 August 1998 observed by AMeDAS. Topographic contours are drawn every 250m.

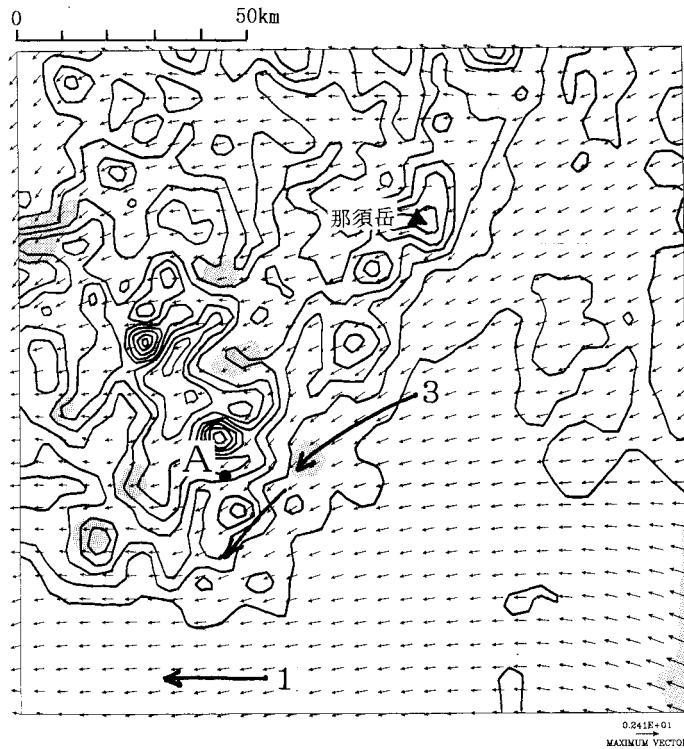


図16 式 (2) で $Q=0$ としたときの地上風の分布 (矢印) と $5.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ より大きな水平収束域 (陰影). 等高線は250 m 間隔で描かれている.

Fig.16 Simulated surface wind (vectors) and horizontal convergence greater than $5.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ when $Q=0$ in equation (2). Topographic contours are drawn every 250m.

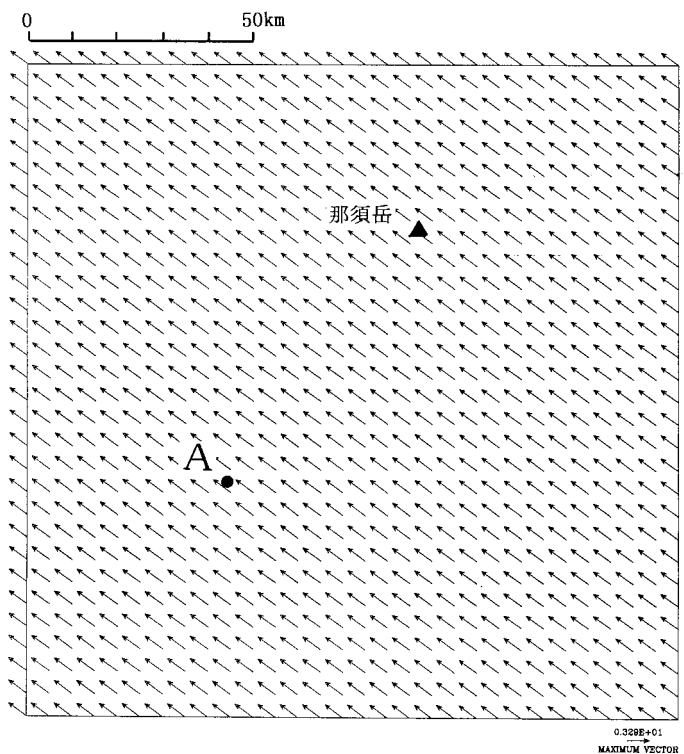


図17 地形を取り払った時の地上風の分布 (矢印)

Fig.17 Simulated surface wind (vectors) when the topography is removed.

したと考えられる。

次に、地形の影響を見るために、すべての地形を取り払って計算を行った。その結果を図17に示す。全く地形のない場合、北東からの風系3は形成されず、一様に南東風が卓越する。この場合もまたA地点周辺に水平収束が形成されない。すなわち、北からの風系3は地形効果によって南東風がねじ曲げられて形成されたものであると結論できる。

6. 降雨の集中機構 (仮説)

以上の観測事実およびモデルによる計算結果をまとめて、8月26日～27日の北関東・南東北豪雨における降雨の集中機構を考察する。

まず観測データから得られた事実を列挙すると、

- ① 20時間雨量が500 mmを超えるような領域は、那須岳の南東斜面の幅約5 km、長さ約15 kmのバンド状の領域に限られていた (図7)。
- ② 強い強度をもつレーダエコーが、那須町の南西側で次々と形成された (図10)。
- ③ 強い強度をもつレーダエコーが那須町周辺に到来した。これらのエコーは、那須町の周辺で移動を止めて停滞し、後ろからやってきたエコーと併合した。このパターンは数回繰り返した (図9)。
- ④ レーダエコーの強度は、那須岳の南東側で系統的に強まる傾向があった (図11)。
- ⑤ 那須町の約70 km 南西に、地上風が強く収束する場所があった (図15)。
- ⑥ 関東地方では850 hPa、500 hPa 高度で南西風が卓越していた (図3, 4)。
- ⑦ 8月26日21時には、関東平野南西部に暖かい気団が見られた (図13)。

また数値シミュレーションの結果から

- ⑧ 那須町南西の地上風の収束は、南東から流入する風系と、北 (計算結果では北東、観測事実は北西) から流入する風系とでつくられていた。南東風の形成には関東平野南西部を中心とする暖域の存在が、北からの気流の形成には山岳地形による強制効果が重要であった。

以上の観測事実とシミュレーションの結果から、図18のような降雨集中機構が示唆される。まず、8月26日夜には関東平野の南西部に暖かい気団が存在し、それがつくる低圧域を反時計回りに循環する強い南東風が形成された。この南東風は、北関東の山岳域の近くで、地形の強制力 (と局所的な冷却) によってつくられた北風と強い水平収束を形成した。この水平収束は下層空気を持ち上げ、次々と積乱雲を発生させた。発生した積乱雲は上層の南西風に流されて北東へ移動し、那須町に接近した。那須町周辺で積乱雲は成熟期に入り、降水粒子を急成長させてレーダエコー強度を増した。成熟期に入った積乱雲は移動を止めて停滞し、後ろから来た積乱雲と併合して降水効率を増した。下層風の収束が続く限りこのパターンが何回も繰り返して起こり、那須町周辺のごく狭い範囲に驚異的な雨量が記録された。

以上は観測事実と地上風のシミュレーションの結果に基づく仮説的な豪雨のプロセスである。ただし、①地上風の収束は、実際に次々と積乱雲を発生させ得るほどの強さをもっていたかどうか、②移動した積乱雲が成熟期に停滞するのはなぜか (ちなみにある大気条件では成熟期の積乱雲の移動速度

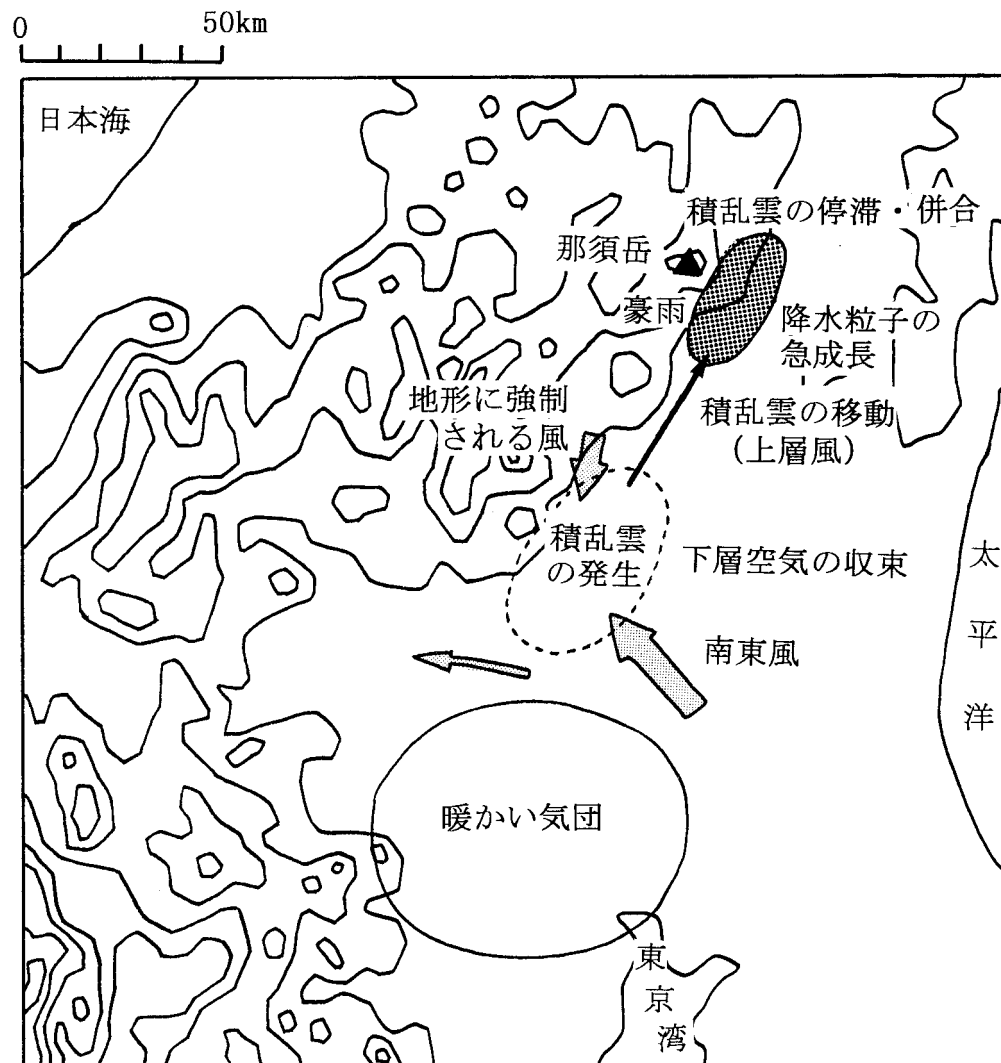


図18 降雨が集中する過程の模式図
Fig.18 A schematic illustration of the process of the heavy rainfall.

が遅くなることは Tao and Simpson (1989) が示している), ③積乱雲の併合によってどの程度降水効率が上がるのか, については今後検証していく必要がある. 実際の物理現象として上記のようなプロセスが起こり得ることを検証するには, 積乱雲の力学と降水過程を表現するような数値モデル (金田, 1997 など) によるシミュレーションが有効となる.

7. まとめと提言

観測事実および数値シミュレーションの結果は, 南東から流入する風と, 地形に強制された北風が特定の場所で収束して, それがきっかけとなって積乱雲が次々と形成されて豪雨が起きた可能性を示唆している. しかし, もし仮に下層収束の起こる場所を事前に知り得たとしても, それを豪雨の事前予測に結び付けるのは非常に困難である. なぜなら積乱雲の発生は大気の潜在的な不安定を解消する現象であり, ごくわずかな引き金作用によって, 発達した積乱雲が形成されたり, されなかったりする. どの程度の下層収束が積乱雲を発生させるのかは非常に微妙な問題であり, 下層収束の程度か

ら積乱雲の発達, ひいては雨量を正確に予測するのは現在のところ非常に困難である. この困難を克服するために, 今後も雲の挙動に関する基礎研究と, それを豪雨発生の予測につなげていく応用研究を続けていく必要がある.

豪雨の予測が十分にできない現段階では, レーダや雨量計などを用いたリアルタイムの豪雨の監視体制を強化していくことが災害の軽減により有効であろう. 気象庁のレーダは日本全土をカバーしており, そのデータは気象会社を通じてリアルタイムに一般に配信されているが, それを受信するのに必要なパソコンおよびネットワーク設備は, 必ずしも現場の災害救助にあたる人々 (消防署員, 自治会のリーダーなど) には普及していないようである. リアルタイムの気象情報受信設備を広く普及させるとともに, 気象情報を現場の災害救助に生かしていくための知識の普及が今後重要になると考えられる.

また, ある地域に対してどの程度の雨が降り得るのか, その場合どの程度の被害が起こり得るのかといった災害可能性をあらかじめ調べておき, それに基づいた防災訓練を日頃から行っておくことも人的被害を軽減する上で重要にある. そのためにはいろいろな地域について災害可能性を事前に評価しておくことが前提となる. 災害可能性の評価には, 今後コンピュータを用いたシミュレーションが有効になっていくであろう.

謝辞

高層天気図, 日原簿等の気象データは福島地方気象台および宇都宮地方気象台より提供を受けたものです. データの提供にご配慮下さった福島地方気象台防災業務課の萩野氏, および宇都宮地方気象台防災業務課の吉田氏を始めとする気象台の皆様にご感謝いたします. またレーダデータとアメダスデータは防災科学技術研究所の気象データ集録システム MeDRS によって得られたものです. データ取得に便宜を図って下さった先端解析技術研究部の中井主任研究官と元重点支援協力研究員の金田氏にご感謝いたします.

参考文献

- 1) 朝日新聞1998年8月27日夕刊
- 2) Danard, M. (1977): A simple model for mesoscale effects of topography on surface winds. Mon. Wea. Rev., **105**, 572–581.
- 3) 藤部文昭 (1992): 風時の南東風場で関東平野に現われるメソ前線—事例と統計—. 天気, **39**, 697–706.
- 4) 岩田勲, 松村哲, 渡辺浩章, 村松照男 (1999): 新潟豪雨, 高知豪雨及び栃木・福島豪雨 (那須豪雨) の調査報告. 日本気象学会春季大会講演予稿集, A155.
- 5) 金田昌樹, 三隅良平, 千葉長 (1997): 防災科学技術研究所積雲対流モデルについて. 防災科学技術研究所研究報告, No. **58**, 137–148.
- 6) 気象年鑑1997年版, 大蔵省印刷局.
- 7) 真野明, 今村文彦 (1998): 東日本での集中豪雨による洪水・土砂災害. 土木学会誌, **83**–11, 44–46.
- 8) 鈴木一志, 石川裕彦, 林泰一 (1999): 1998年8月末東北・関東集中豪雨. 日本気象学会春季大会講演予稿集. 257pp.

- 9) Tao, W. K. and J. Simpson (1989) : A further study of cumulus interactions and mergers:three-dimensional simulations with trajectory analyses. J. Atmos. Sci., **46**, 2974–3004.
- 10) 牛山素行 (1998) : 1998 年 8 月 26 日～31 日に栃木・福島県で発生した豪雨災害の特徴. 自然災害科学, **17**, 237–243.
- 11) 渡辺明 (1999) : 1998 年 8 月 27 日の南東北・北関東の豪雨について. 日本気象学会春季大会講演予稿集.
- 12) Westcott, N. (1984) : A historical perspective of cloud mergers. Bulletin American Meteorol. Soc., **65**, 219–226.
- 13) Yoshino, M. M. (1975) : Climate in a small area. University of Tokyo Press, 549pp.