

# 1998 那須集中豪雨の生起・伝播特性

## CHARACTERISTICS OF GENERATION AND PROPAGATION OF LOCALIZED HEAVY RAINFALL OVER NASU REGION IN 1998

中北英一<sup>1</sup>・矢神卓也<sup>2</sup>・池淵周一<sup>3</sup>

Eiichi NAKAKITA, Takuya YAGAMI and Shuichi IKEBUCHI

<sup>1</sup> 正会員 工博 京都大学助教授 防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

<sup>2</sup> 学生会員 京都大学大学院修士課程学生 工学研究科 (〒 606-8501 京都市左京区吉田本町)

<sup>3</sup> フェロー会員 工博 京都大学教授 防災研究所 (〒 611-0011 京都府宇治市五ヶ庄)

Characteristics of generation of a localized heavy rainfall are investigated using DEM and outputs from an operational numerical weather prediction model named RSM (Regional Spectrum Model), surface wind field observed by the AMeDAS (Automated Meteorological Data Acquisition System) and radar image from a volume scanning radar named Akagiya radar rainguage. The investigation was conducted based on the classification of event features by their spacial scales such as meso  $\alpha$ ,  $\beta$ , and  $\gamma$  scales. As a result, relations between some dynamical indices and storm-system generation were made clear, which could be utilized into a physically-based short-term rainfall prediction method.

**Keywords:** *localized heavy rainfall, radar, meso scale meteorology, short-term rainfall prediction, GPV, orographically induced rainfall, CAPE, shear, Richardson number*

### 1. はじめに

集中豪雨は大気の大規模現象である。一般的に降水現象はその空間・時間スケールによって階層的な構造をなしており、1998年に那須で生じたような集中豪雨は、メソ $\alpha$ スケール(200km~2000km)の波長をもつ大気環境場の中で生起するにしても、直接的にはより小スケールのメソ $\beta$ スケール(20km~200km)の波長をもつ降雨現象によってもたらされ、さらにそれは内蔵するメソ $\gamma$ スケール(2km~20km)の(積雲対流)現象によって構成されている。

本論文では、次ステップとして、解析結果の知見を概念モデルをベースとした既開発の短時間降雨予測手法<sup>1),2)</sup>へ導入することを前提に、その予測手法で用いられている情報、すなわち3次元レーダー情報ならびに、AMeDAS地上風速場と数値予報結果(GPV情報として実時間で配信されている)を結合して推定されるメソ $\alpha$ スケールの大気場(推定方法はNakakita et al.<sup>2)</sup>を参照)をベースに、1998年に那須で発生した集中豪雨を対象事例としてその集中豪雨の実体を探る。

具体的には、1.5kmの観測水平分解能をもつ建設省赤城山レーダー雨量計のサイトを中心とした240km四方を解析領域に選び、レーダー情報、GPV情報、

AMeDAS観測値情報などを利用して、豪雨の発生・伝播の特徴を、大気場の環境から推定される力学的指標をベースに解析する。

### 2. 南東北・北関東集中豪雨の全体的な特徴

図-1のGMSによる赤外画像で示すように南方に停滞しながら徐々に北上する台風4号東側から、日本列島の東方に位置する高気圧の西縁に沿って、下層の湿潤な縁辺流が湿舌として関東~東北方向に浸潤し続けた<sup>3)</sup>。その結果、带状(伊豆半島~那須~仙台~)の総降水量(8月26日~31日の6日間)分布を形成するに至った<sup>3)</sup>。特に、栃木県那須町の総降雨量は1200mmを超える。図-2にAMeDAS総降水量および那須でのAMeDAS時間雨量の時系列を示す<sup>4)</sup>。特に27日1~2時には時間降雨量90mmを記録している。本論文では、その前後の時間に注目し、2つ目のピークである30日午前と比較しながら、どのような集中豪雨であったかの調査結果を示す。

レーダー受信電力値をもとに、27日午前0時~午前12時と30日午前0時~午前12時の時間平均降雨量分布を図-3に示す。図には、那須域に集中豪雨をもたらした降雨システムの発生位置と発生時刻も示してあ

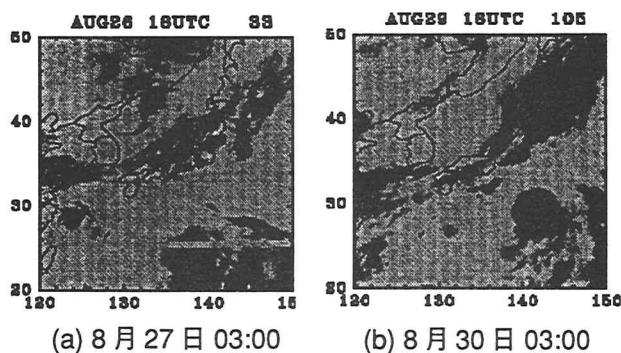


図-1 GMSによる日本周辺の赤外画像。

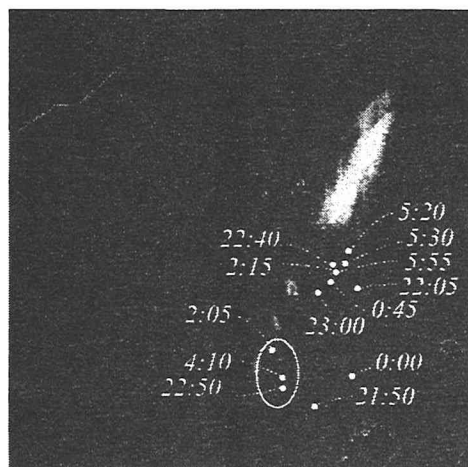
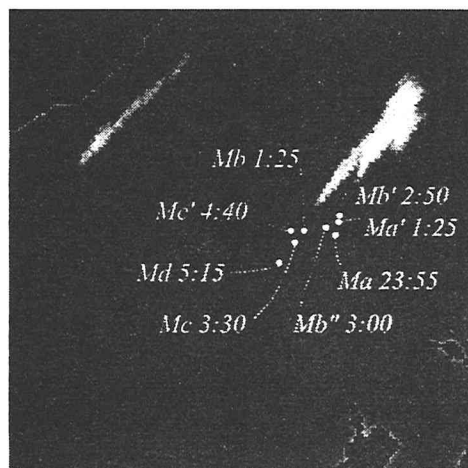


図-3 赤城山レーダーによる平均降雨量分布。

る(ただし、(b)の楕円内の発生地点は那須域豪雨には無関係)。これを見ると、総和期間が異なるものの、AMeDASの総降水量分布では現れていない、刷毛で掃いたようなクリーク状の分布パターン(以下刷毛パターンとよぶ)が幾つも見られる。すなわち刷毛パターンの南西端で雨域が発生し、成長しながら北東方向に移動したことを示している。極めて顕著なものとして、那須付近上空の帯状の高強度域はAMeDAS総降水量分布の那須付近に見られる極大域に対応しており、雨域がこの南西端で繰り返し発生し、刷毛パターンに沿って成長したことを示してい

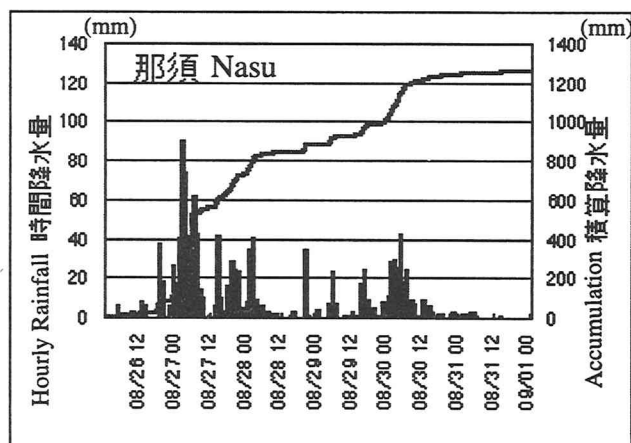
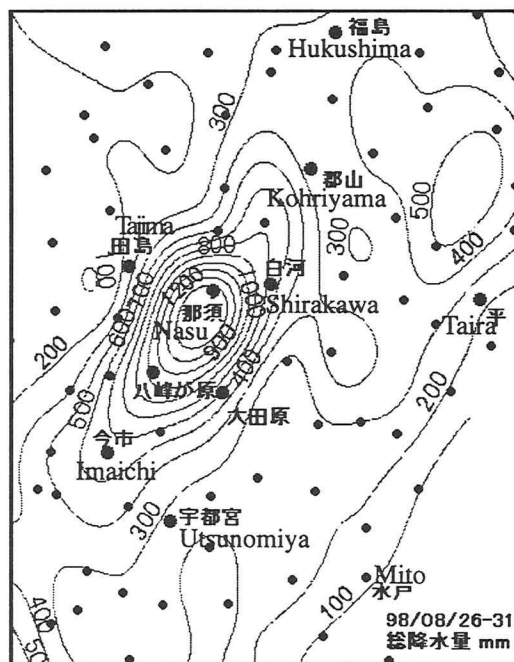


図-2 アメダスによる観測降雨量<sup>4)</sup>。

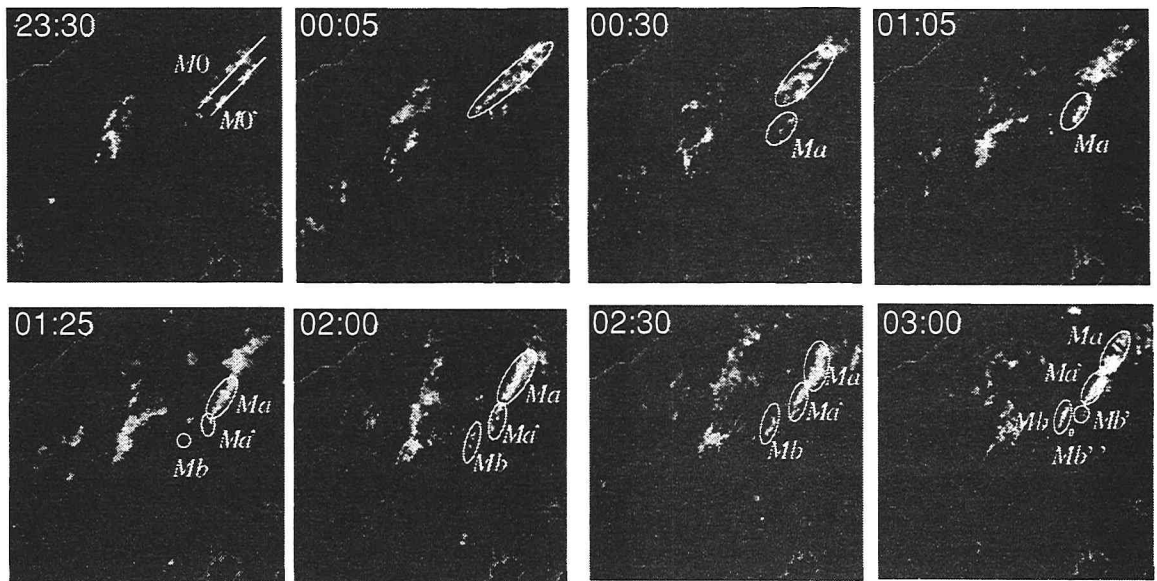
る。

### 3. レーダー画像によるメソβスケールの状況

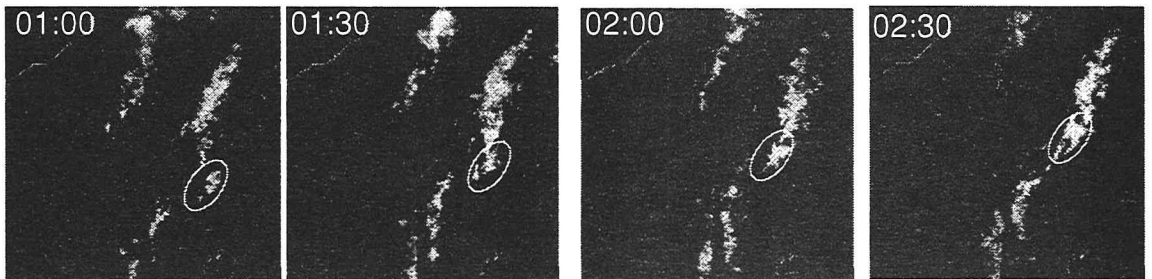
#### (1) 線状対流系

まず図-4に30分ごとのPPI画像を示す。(a)の26日夜～27日朝に集中豪雨をもたらした雨域は、ほぼ8時間以上同じ場所にライン状に停滞し、26日の22時45分ごろにはすでに那須付近で降雨ライン(以下、「那須ライン」と呼ぶことにする)が形成され始めていた。その後、図で確認できるように、27日0時少し前までは、複数の破線型(broken line type)の線状対流系として雨域が形成されており、それぞれのライン上に同時に複数の降雨セルが発生し、それらが徐々に線状につながり、27日0時を過ぎるとほぼ一本のラインになる。

その後、典型的なバック形成型(back building type)



(a) 8月26日～8月27日



(b) 8月30日

図-4 赤城山レーダーによるPPI画像。

の線状対流系によって那須ラインの豪雨がもたらされている。すなわち、図-3 (a) と合わせてみると、降雨システム（図-4の○で囲んである雨域）が次々にほぼ同じ場所（那須ラインの南西端；足尾山地のやや南東斜面寄り、ならびに宇都宮市北東端に位置する標高500m程度の山地）で発生し、それらが成長しながら移動して線状となるものである。梅雨期の西日本の集中豪雨がこの型で多く起こることが知られている<sup>5)</sup>。

一方30日は、27日と比較するとシャープなものではないものの、図-4 (b) に示した時刻あたりで、やはりバック形成型の線状対流系が生起している。ただし、図-3 (b) をみると、主要な発生域は27日の領域から南東方向に幾分かシフトし、足尾山地南東斜面の裾野端から宇都宮市中心にかけての領域（栃木県北東部山地から関東平野に至るなだらかな裾野端に位置する標高100mの等高線上）に位置している。両日における線状対流系のシャープさや発生域の違いは、4.の大気場との関係で説明する。

## (2) 那須ラインの降雨分布の階層構造

次に那須ラインを形成する階層構造について述べる。図には示さないが那須ラインでの雨域の様子が読みとりやすい27日のレーダー画像をさらに詳細に観察すると、最小スケールの降雨セルが存在し、それらが北北東方向に時速約40kmで移動している(Translation)。(1)で述べた移動する降雨システムは、これら降雨セルによって構成されているさらに大スケールのシステム(以下、*M*システムと呼ぶ)であり、結局それらが南西端で繰り返し発生し (Forced Propagation; 強制的なものによる雨域の発生要因)、発達しながらゆっくりと北東方向に伝搬すること (Auto Propagation) により那須での豪雨がもたらされている。また、個々の*M*システムの寿命は3時間以上であり (レーダー観測範囲外へ伝搬して行くので3時間程度までしか確認できない)、単独の積雲の典型的な寿命 (1時間以内) より長寿である。したがってこの*M*システムは、複数の積雲によって組織化されているマルチセル等のシステムであることは間違いない。

#### 4. メソ $\beta$ スケールの大気場ならびに力学的指標とレーダーエコーとの関係解析

##### (1) 解析目的

以上、レーダーによる雨域の特性を示したが、

- (1) なぜ特定の局所領域に発生域が持続するのか、
- (2) 何が発生した雨域を強化するのか、

の2点がこのような集中豪雨の解明や予測に対する重要な点となる。この2点に関してこれまでのレーダー観測等によって一般的に言われていることは、

- (1) 山岳あるいはそれが作り出す局所的な収束場がトリガーとなり積雲対流を生起させ、
- (2) 一端生起した積雲は大気内に存在する状態に依存してマルチセル型雷雨などへ自己組織化することにより独自の気象・水象の循環系を生みだし、その循環系によって発達・維持される、

である。しかし、なぜ特定の山岳等がトリガーとなるのか、自己組織化したシステムがどのようなタイプになるのかが、利用できる環境の場を説明変数として説明付けされなければ、普遍的なメカニズムの解明にならないし、予測も困難である。山岳の存在が大きな要因であることには間違いがないが、それ以外に水蒸気を伴った地上風速分布、大気場内に存在する擾乱、さらには、本論の情報では議論できないが、局地的な循環系がそれぞれの役割を果たしているはずである。

以下、毎正時のAMeDAS風速を線形内挿した”地上風速分布”(図-5)ばかりでなく、Nakakita et al.<sup>2)</sup>の方法によって、AMeDAS地上風速分布ならびにGPV情報を結合させて推定したメソ $\alpha$ スケールの大気場から算定した力学的指標である”地上の収発散量”, ”地上~6000m高度の鉛直シア”, ”CAPE”, ならびに、それぞれを分母、分子にとって算定した”バルクリチャードン数”の水平分布図を用いる。なお、Nakakita et al.<sup>2)</sup>にならい、温位、水蒸気に関しては下層に於いてメソ $\beta$ スケールの分布が得られるように、GPVならびにAMeDAS地上風速分布を用いて各時刻に対して推定した3次元風速場を固定し、GPV情報から得られる温位、水蒸気混合比を初期値として、3次元的な移流のみを考慮した2時間のならし数値計算を仮想的に施している。その結果、図-6に示す力学的指標分布にGPV(メソ $\alpha$ スケール)によるよりは小規模なレーダー情報のスケール(メソ $\beta$ スケール)に対応する分布が得られている。ただし、水平格子点間隔は9kmであり、鉛直方向には山岳地形に沿った $\sigma$ 座標系を採用し、2000m高度以上では1kmごと、それ以下では200m~50mの格子点間隔としている。

##### (2) 8月27日

図-5(a)に示した27日のAMeDAS地上風の様子を見ると、梅雨前線が徐々に北上する中、南方風が次第に北部へ進入し、強い流束がまずは前述の足尾山

地南東斜面にぶつかり(0:00)、ついでやはり前述の宇都宮市北東部山地を通して日光~塩原間の谷筋にも進入して行く(3:00)様子が見られる。すなわち、これらが27日のMシステム発生のトリガーとなっている可能性が極めて高い。一方図-6(a)最左列に地上収発散分布を示した。トリガー領域の1つの足尾山地南東斜面は流束を東西に発散させるために、強い収束域はない。一方もう1つのトリガー領域である宇都宮北東部には強い収束域存在するので、これがトリガーとしての一役を担いかつこの収束域が地形起源で生起された可能性もある。しかし、むしろ那須ラインを伝播しているMシステム起源の収束域であり、原因というよりは結果である可能性が極めて高い。また、那須ライン上を伝播するMシステムを維持する役目も持っていると推定できる。したがって、宇都宮北東部のトリガー領域もそこに低いながらも存在する山岳起源であると考えられる。

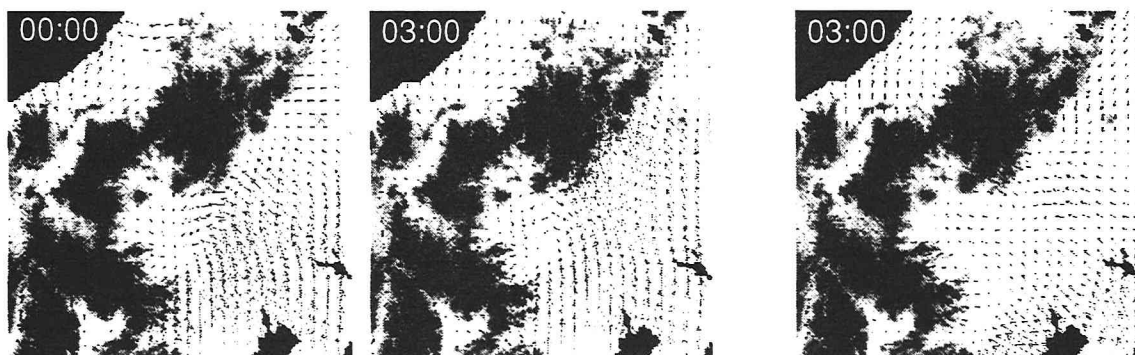
次に、何故この領域のみがトリガーとなり続けたかを考える。まず上記した山岳起源であるということが理由の一つである。さらに、図-6(a)をみると那須ラインが発生していた地域でほかの場所よりも常にCAPEが相対的に高くなっている。これも理由の一つである。この顕著な分布は、(1)で述べた水蒸気、温位のならし計算の結果はじめて得られたものである。

最後に、破線型とバック形成型との違いが何によってもたらされたかを考えるために、図-6(a)のバルクリチャードン数を見てみる。一般に、不安定成層中において線状対流系が発生しているとき、その形態によってバルクリチャードン数の値が異なることが知られている<sup>9)</sup>。今回のケースで生起しているようなバック形成型の線状対流系では、その値は30程度ないしはそれ以下とされている。本事例では、破線型の降雨システムが顕著であった27日0時ごろまでは30前後となっているが、それ以降はバック形成型が顕著な時間帯では20程度の小さな値が出ている。

##### (3) 8月30日

図-5, 6(b)に示すように、30日は27日と比べてかなり地上風の流束が弱く、かつ、那須ラインの領域がCAPEの一つの極大分布をなすものの、相対的に全領域で27日と比べて高い。また、画像を掲載した時刻はもっとも顕著なバック形成型が現れかつリチャードン数が最小となる時であったが、その値は30以下であるものの27日ののに比べると30に近い。

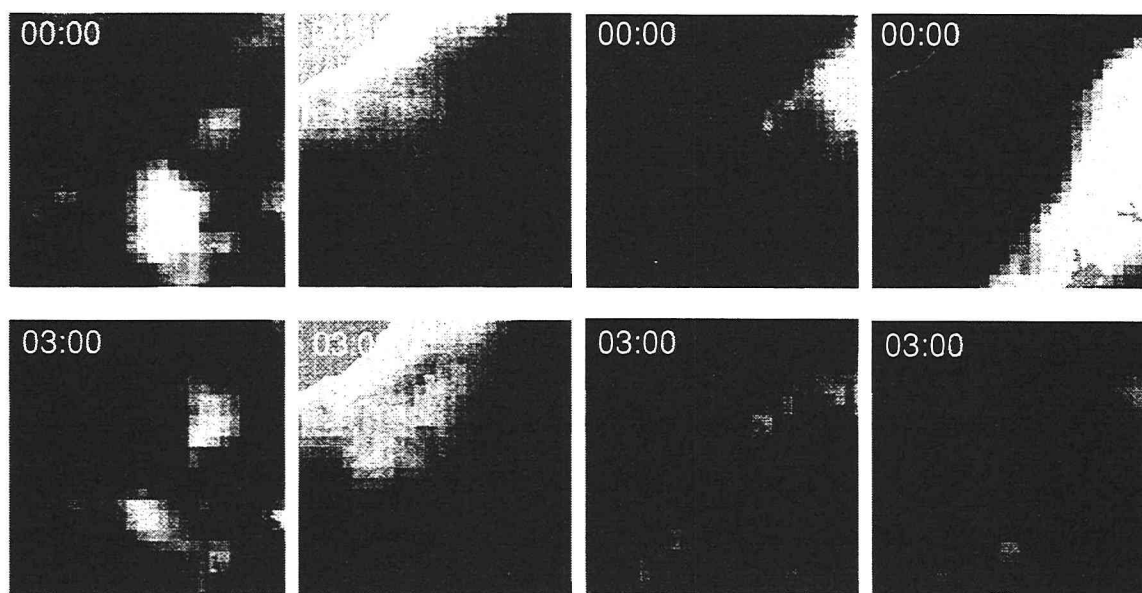
すなわち、不安定性層が27日と比べて強く、かつ下層風が弱い(シアが小さい)ため、ちょっとした下層収束や山岳の存在で降雨システムが発生しやすくなっているが、シャープに自己組織化されたシステムにはなりにくい状態と考えられる。これらのことは、図-3(b)の東京湾に近い発生域が図-6(b)の収



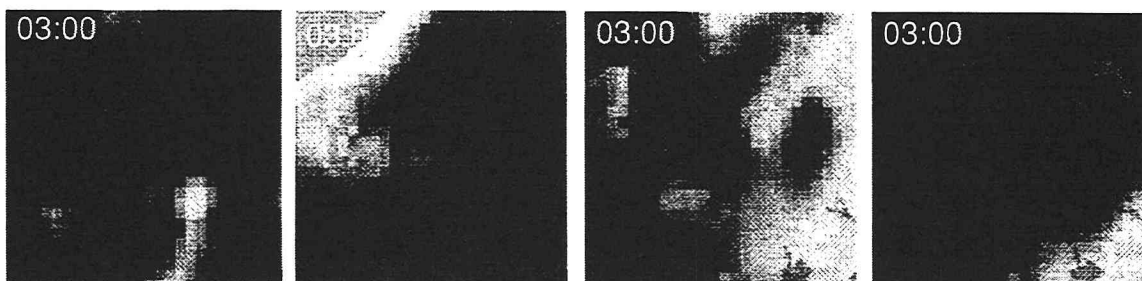
(a) 8月27日

(b) 8月30日

図-5 アメダス観測値から推定した地上風速場。



(a) 8月27日



(b) 8月27日 03:00

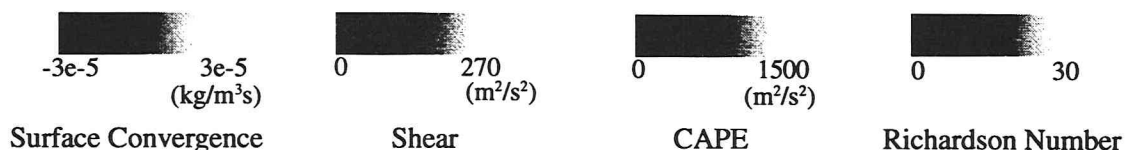


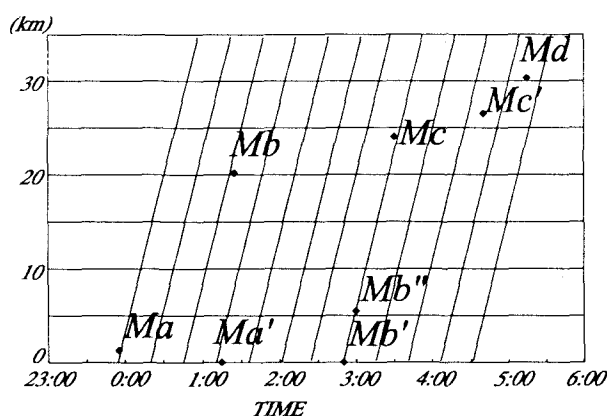
図-6 代表的な力学指標の空間分布。

東域に対応している（したがって、山岳起源のトリガーではない）ことやその北側に位置する発生域が前述のように登り途中の標高100m程度の等高線に沿っていること、図-3, 4(b)に示したレーダー画像がそれ程シャープでないことから裏付けられる。

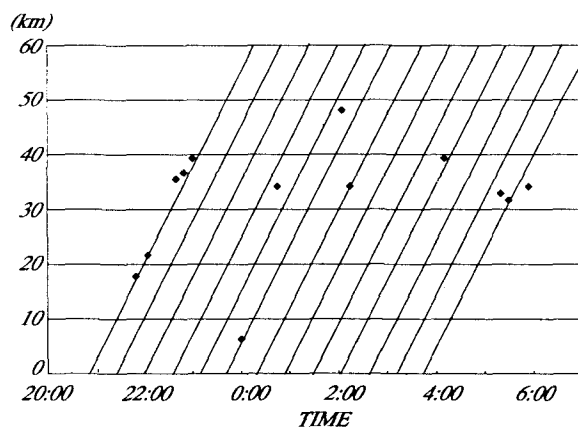
## 5. 内部波の伝播と降雨システムの発生域・時刻

*M*システムがある程度の時間間隔で発生すること、図-4のレーダー画像では余り明瞭ではないものの解析期間中には関東全体に伸びる並立した螺旋状の雨





(a) 8月26日～27日



(b) 8月29日～30日

図-7 線形理論近似により推定した内部重力波の伝播とMシステムの発生場所・時刻との関係。

域が存在することから、内部擾乱がトリガー領域を通過するときにMシステムが発生するという関係が推測される。そこで、波の伝播で発生位置と時刻の関係をどれほど表現し得るか、また伝播速度の情報が抽出できないかを検討するために、図-3に示したMシステムの発生位置と時刻との関係を調査する。

図-7には、時刻を横軸にとり、(a)は西方向の距離、(b)北方向の距離を縦軸にとって、各Mシステムの発生場所と時刻をプロットしている。波の伝播を示す斜線をたとえば図のように併記すると、図-7(a)では、システムMb', Mb'', Mcは、同じ波により次々に生起したと解釈できる。一方、Ma, Ma'などを通過した波は他のMシステムを励起していないが、Ma, Ma', Mbとも等間隔に並んだ斜線上にはほぼ位置し、等間隔に並んで次々到来する波によって励起されている。またMc', Mdは、斜線上には位置していないが、Mc'とMdとの発生時間間隔は斜線のそれに等しく、時間が経るにつれて位相がずれたに過ぎないと解釈できる。図-7(b)も同じ傾向を持つ。

さて、斜線で示した波の伝播速度は、(a)が35.5km/h, (b)が17.5km/hである。これらの値を群速度<sup>5)</sup>として、内部重力波の線形理論にあてはめ鉛直方向の波長を試算する。プラントパイサラ振動数として下層3kmでの平均値をとり、鉛直方向の波長を15kmと仮定すれば、斜線間隔で示した水平方向の波長である15km(27日)、10km(30日)を得る。鉛直波長15kmはオーダー的には現象としてあり得る値である。ただし、線形理論に矛盾する値ではある。また、一般風の存在を無視した試算ではある。

以上は、内部重力波との関連で降雨システムの発生場所・時刻との関係を議論してゆけること、すなわち、必ずしも線形理論ではないが内部重力波理論の導入の可能性を示唆している。とにかくほぼ等間隔に並ぶ小スケールの波の伝播により、Mシステムの発生時刻と発生場所の関係をレーダー観測と矛盾しない形で表現し得たことは特記すべきことである。

## 6. 結論

以上、レーダー情報、AMeDAS情報、GPV情報をベースに1998年8月末に生起した那須豪雨の生起特性の解析を行うとともに、いくつかの力学的指標と豪雨特性の関連性を示した。すなわち、レーダー画像による降雨域の線状対流系としての振る舞いについて述べ、さらに降雨システムの発生域、降雨システムのタイプと解析に用いたメソβスケールの大気指標との間には大いに関連性があることを示した。また、内部重力波の伝播との関連で降雨システムの発生場所・時刻との関係を議論してゆける可能性を示した。

これらの結果は、本論文で示した幾つかのメソβスケールの力学的指標を中北ら<sup>1)</sup>、Nakakita et al.<sup>2)</sup>による概念モデルを用いた降雨予測手法に導入してゆける可能性を示唆したものである。

謝辞：データを提供いただいた建設省関東地方建設局、(財)日本気象協会関西本部に謝意を表します。

## 参考文献

- 1) 中北英一・杉本聡一郎・池淵周一・中村徹立・奥田昌弘・山路昭彦・高樺琢馬：3次元レーダーおよびGPVデータを用いた短時間降雨予測手法，水工学論文，第40巻，pp.303-308，1996。
- 2) Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji, T. Takasao: Short-term Rainfall Prediction Method Using a Volume Scanning Radar and GPV data from Numerical Weather Prediction, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, No. D21, pp. 26181-26197, 1996。
- 3) 気象庁編：平成10年度量的予報技術資料，(財)気象業務支援センター，1998。
- 4) 牛山素行：1998年8月26日～8月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，Vol.17, No.13, pp.237-243, 1998。
- 5) 小倉義光：メソ気象の基礎理論，東京堂出版，1997。

(1999.9.30受付)