

南東北・北関東集中豪雨の生起・伝播特性

中北英一・矢神卓也*・鈴木善晴*・池淵周一

* 京都大学大学院工学研究科

要 旨

集中豪雨に関して一般的に言われている生起・伝播特性ならびにその予測に関する現状を踏まえ、数値予報 (GPV) 情報および AMeDAS 情報から同定した大気場情報、建設省赤城山レーダー情報をベースに 1998 年 8 月末に生起した東北豪雨の内、26～27 日の豪雨の生起・伝播特性の解析をメソ α , β , γ のスケール別に行うとともに、短時間降雨予測手法へ導入可能ないくつかの力学的指標と豪雨特性の関連性を明らかにした。

キーワード：集中豪雨、レーダー、メソ気象学、短時間降雨予測、GPV、山岳性降雨

1. はじめに

1.1 集中豪雨とは

集中豪雨は大気の破壊現象である。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、今回南東北・北関東で生起したような集中豪雨は、メソ α スケールとう 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 β スケールという 20km～200km 程度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 γ スケール (2km～20km) の (積雲対流) 現象によって構成されている。これは、1982 年の長崎豪雨、1983 年の山陰豪雨、1986 年の京都府南部豪雨や、最近での 1998 年の鹿児島県出水の集中豪雨に共通の様相である。

すなわち、メソ α スケールの中での、ある特定の山岳域 (海洋上の島も含む) が直接、あるいはそれが作り出す下層風の収束場がトリガー (きっかけ、誘因) となって持続的に同一場所で繰り返し積雲対流が生起し、独自に成長した気流により順次発生する幾つかの

積雲対流が自己組織化しながら、寿命が 1 時間以下の単独の積雲対流より長い安定した組織としての寿命を保持し、発達しながら結局、発達しきって一定地域上空に繰り返し到来することにより局地的な降雨をもたらすという様相である。以上述べたことは、「大きなスケールでの大気環境に内在する擾乱」と「山岳地形あるいはそれによって作り出される下層風の小スケールの収束場」によってそのきっかけがもたらされ、それが大気固有の条件により自己組織化されるという、生物の内部組織 (内蔵等) の自己組織化に類似した様相を呈するということにつきる。しかし形状的にはこのように納得できても、それを実時間で予測して行くためには、さらに高度な定量的な指標と結びついた概念的な理解が必要である。

1.2 豪雨予測の現状

さて、メソ β スケールの現象の環境の場となるような大きなスケールであるメソ α スケールや総観スケール (2000km 以上) に関する大気現象の予測は、気象庁

の数値予報によって実現しており、日々の天気予報ですばらしい情報を提供してくれている。ただし、水蒸気量（湿度）や降雨に関しては気温・気圧の予測に比して若干精度が落ちるのも確かであり、大気中水象の予測の難しさを物語っている。一方、まだ解明すべきところは存在するものの、メソ γ スケールの現象は数値シミュレーションなどによってその本質がかなり理解され、予測ではないものの、現象の再現が数値実験によって実現している。

しかし、その中間のスケールに属するメソ β スケールの現象の力学的理解並びに予測手法の開発は遅れている。これらが実現されれば6時間程度先の、しかも数値予報より空間的に詳細な降雨予測が実現する。もちろん、定性的な状況は前記したようにある程度把握されているが、それがどの程度の降水量をもたらしかつどういうメカニズムで生起するのかは未知の部分が多い。その実時間での実用的な予測を実現するのは、気象庁ならびに気象学の役目であり、洪水の予測や土砂災害の予知に責任を負っている建設省ならびに土木工学の役目である。このような意味からメソ β スケール以下の現象を扱う必要のある集中豪雨の実体解明並びに予測は、気象学と土木工学間の重なり合う境界領域をなしている。

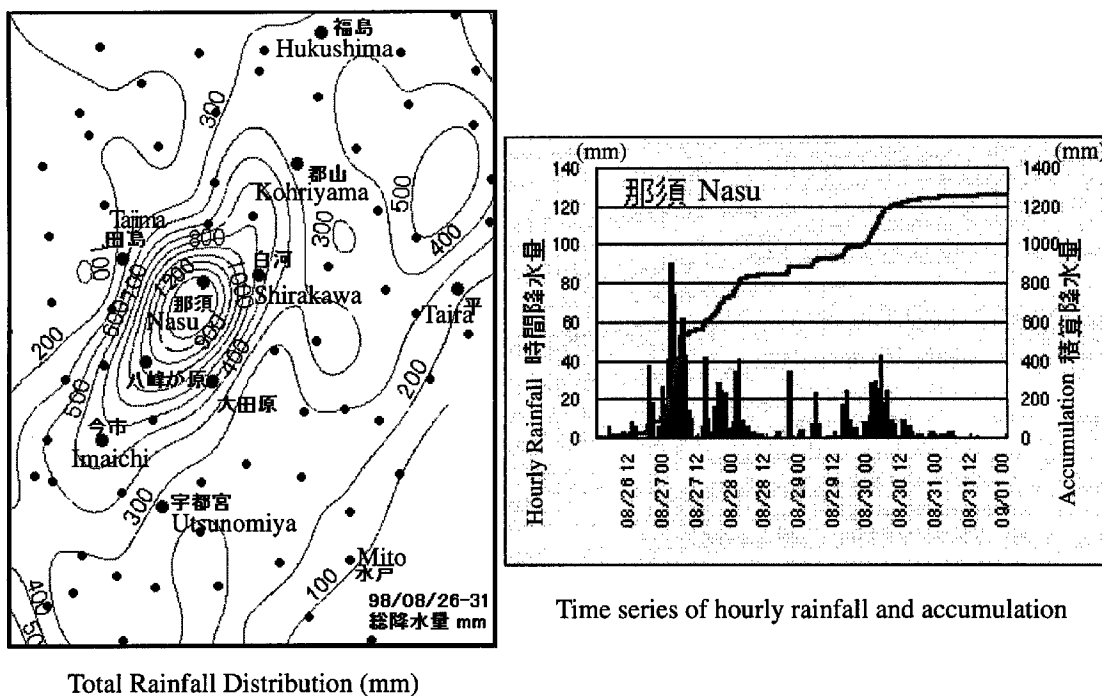
このように、数時間先の降雨分布を数kmの観測分解能で予測する手法は「短時間降雨予測手法」と呼ばれ、「運動学的手法」、「降雨の概念モデルによる手法」、「メソスケールモデルによる手法」に大きく分類される。最後の二つは、準気象学的手法、気象学的手法ともそれぞれ呼ばれる。

現在実用化されている予測手法、はメソ β スケールの観測分解能を持つレーダー情報や気象衛星情報から得られる降雨分布の変動パターンを時間的に外挿させるという「運動学的手法」である。これには様々なバリエーションがあるが、気象庁や建設省によって実践的な手法として日々利用され我々に有効な情報を提供してくれている。しかし、実用上予測が可能なのは、我が国の大河川流域での洪水予測に必要な情報としては1時間先程度まで、中小河川や都市域での雨水排除のために必要なより空間的に細かな情報としては30分程

度先までである。予測可能時間をさらに長くするためには、降水という自然現象に着目し、雨域の発生、発達、衰弱を適切に表現する必要がある。

このような観点から現在では、物理的、気象学的な知識を取り入れた降雨予測手法の開発が進められてきている。その一環として、現在種々の気象学的、準気象学的手法がある。まず、気象学的手法とは予測領域を空間分割して、その一単位ごとに、大気の支配方程式を数値解析により積分し、計算単位ごとの物理量を算定する手法であり、最も自然現象に近い再現方法である。メソ α スケールまでを扱う数値予報ではこれが実現しているが、集中豪雨を扱うためには現行の数値予報モデル（20km程度）よりも小規模の分解能を有した「メソスケールモデルによる手法」が必要である。どのようにして高分解能の初期値を与えるかや、数値積分に要する時間が問題であるが、気象庁では現行の数値予報モデルの分解能をそのまま小規模（10km程度）化する形で実用化に向けて予報実験が精力的に進めている。しかし、このグリッドサイズに於いては、20km程度の規模で組織化される積雲群の振る舞いを如何にパラメタライズという形でモデル化するかが最大の問題として残っており、実現までには少なくとも10年以上は必要と考えられている。したがって、中期的には洪水予測ならびにダム操作に関わる実時間予測には応用できない。

一方、準気象学的手法は大気の支配方程式を厳密には追いつけないが、「降雨の概念モデル」を導入することで、水・熱収支を配慮するだけでなく高分解能なレーダー情報を物理情報として実時間で利用できるようにして、可能な限り気象力学的に降雨予測を行う手法である。中北ら（1996）、Nakakita et al.（1996）は、山岳域での予測を主眼とした準気象学的手法の一つとして、‘3次元レーダーを用いた短時間降雨予測手法’を開発している。この予測手法は、メソ β スケールの情報としての3次元レーダー情報及び、AMeDAS地上風速場、メソ α スケールの情報としての前述の数値予報情報（GPV情報として気象官署以外にも実時間で配信されている）から、水蒸気に関する情報を抽出し、降雨の概念モデル、すなわち水収支という観点にたち、水蒸気が



ら水分への変換能率の高い場を不安定場と定義し、それを移動させることで、降雨分布を予測しようとしている。これらによって、従来の各種運動学的手法では予測できなかった山岳域での雨域の発生、発達、衰弱を予測できるなどの結果を出している。しかしこの中でも、不安定場の移流に運動学的手法を用いているなど、力学的概念の導入による精度向上の余地が残っている。

1.3 本報告の目的

本論文では、次ステップとして、解析結果の知見を上記概念モデルをベースとした降雨予測手法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を結合して推定されるメソ α スケールの大気場（推定方法は nakakita et al. (1996) を参照）をベースに、今回の福島・栃木両県境で発生した集中豪雨（以下、東北豪雨）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のレーダーサイトを中心とした240km四方を検討範囲に選び、栃木県那須町で最も降水量の多かった8月26日夜から27日朝方

にかけての降雨を解析し、その中で、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、その時の場の環境を若干の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

南方に停滞する台風4号に刺激され、日本海側に停滞した前線の活動が活発化し、その影響で栃木県的那須町では8月26日の降り始めから31日までに1200mmを超える雨が降った。Fig. 1にAMeDAS総降水量および那須でのAMeDAS雨量の時系列を示す(牛山, 1998)。特に、27日1～2時には時間降雨量90mmを記録している。そこで本論文では、その前後の時間に注目して、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、26日午後12時から26日午前12時かけての総降水量の分布を既に Fig. 2 に示した。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る。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。それらの中で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、そこには 2 本の特に顕著な刷毛パターンが存在し、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る。これが那須付近の豪雨を持続させた様相である。Fig. 3 に示したレーダーエコーの 3 次元分布からもこの様子を見てとることができる。すなわち、対応する領域に、次第にエコー頂が高くなり下層のエコー強度も強くなる一連の降雨システムの存在が確認できる（詳細は後述）。

このように繰り返し同じ局所領域で雨域が発生し、発達しながら移動し、特定の領域に集中豪雨をもたらすという形は、これまで全国で生起してきた集中豪雨の典型的な様相である。したがって、

(1) なぜ特定の局所領域に発生域が集中し持続するのか、

(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

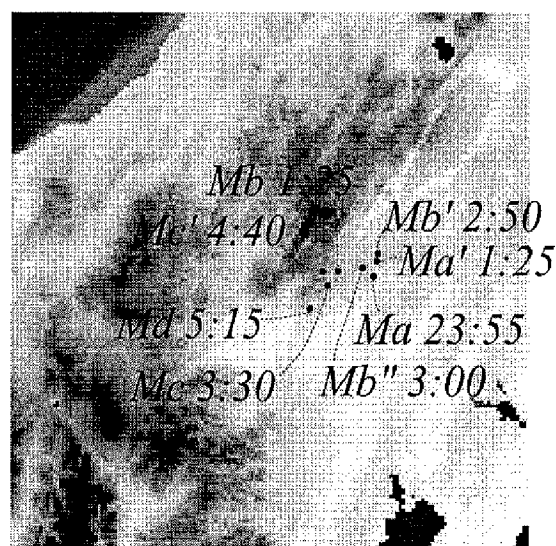


Fig. 2 Total rainfall distribution accumulated over the time period from 12:00JST on Aug. 26 to 12:00 JST on Aug., 27. Times of generation of rainfall systems are also indicated.

きっかけ（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に内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、なぜ特定の山岳がトリガーとなるのか、自己組織化した雷雨がなぜ長時間維持されたり強化されたりするのが、環境の場を説明変数として明

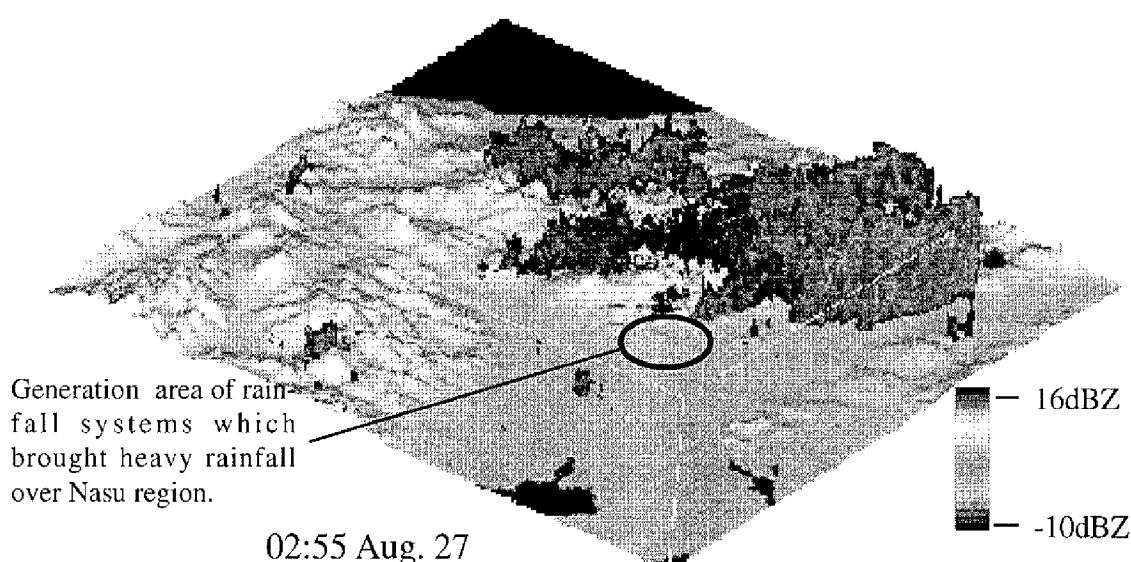


Fig. 3 Three-dimensional distribution of radar reflectivity.

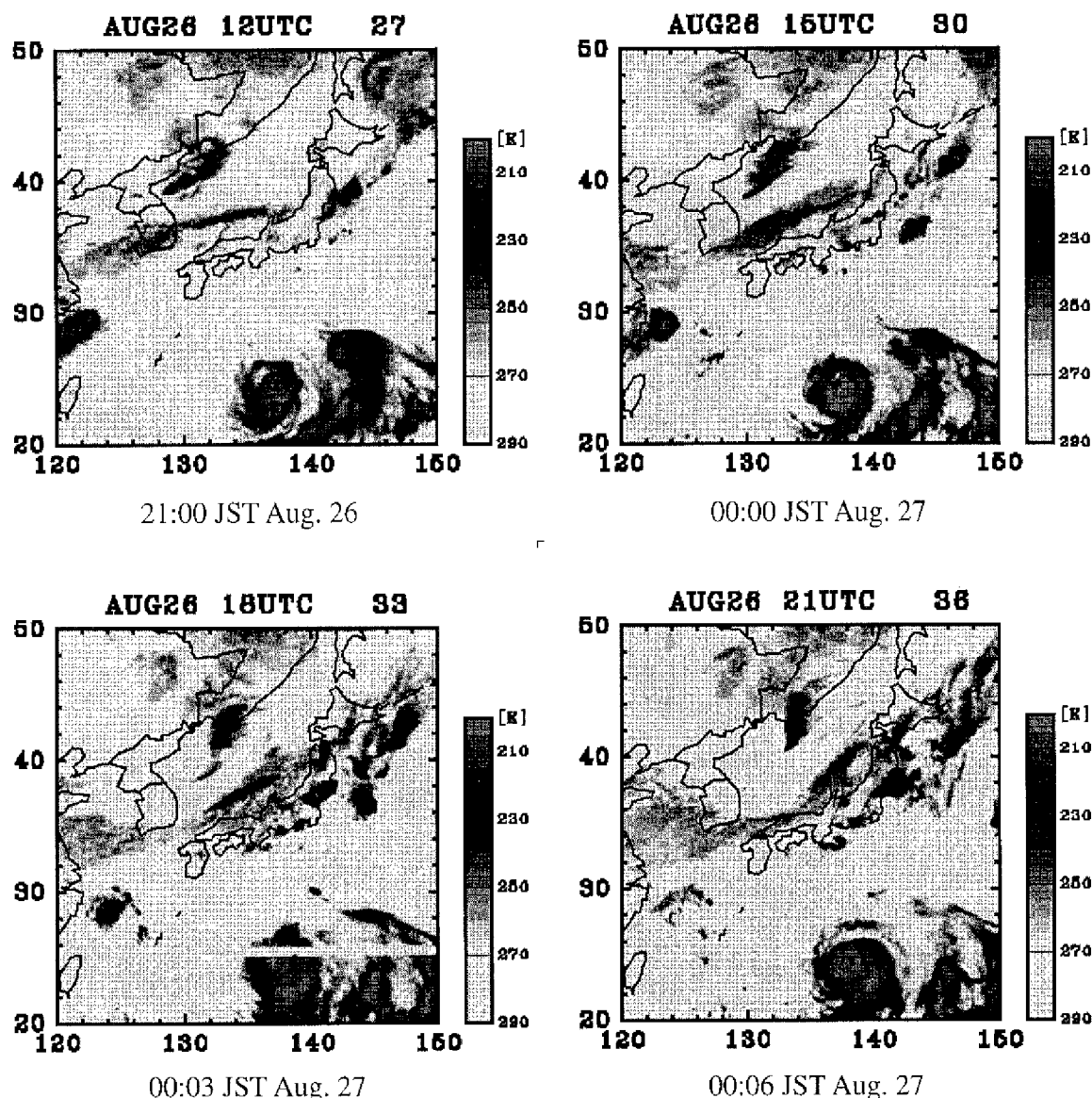
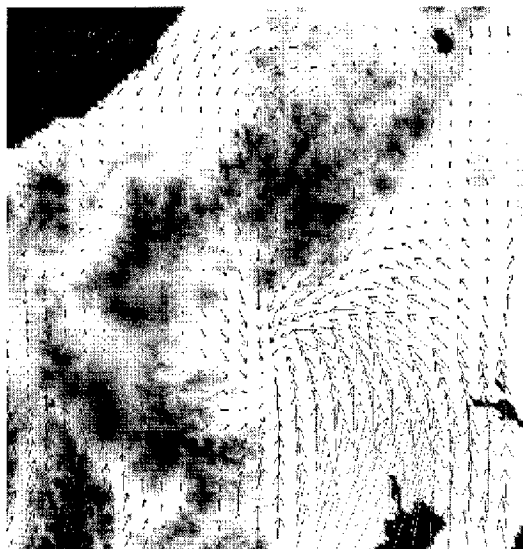


Fig. 4 Infrared images observed by GMS.

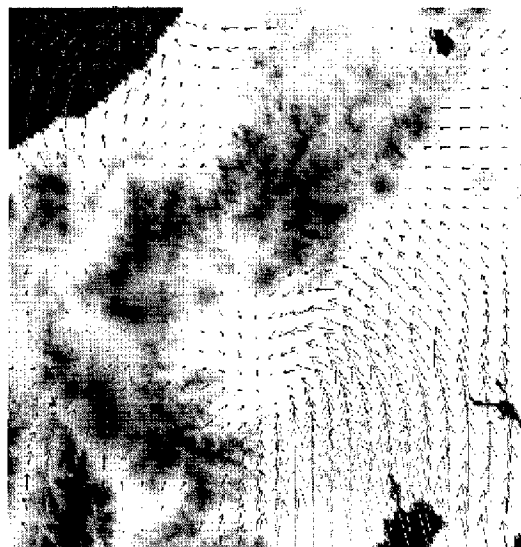
らかにされなければ、普遍的なメカニズムの解明にならないし、予測も困難である。山岳の存在が大きな要因であることには間違いないが、それ以外に水蒸気を伴った地上風速分布、大気場に内在する擾乱、さらには局地的な循環系がそれぞれの役割を果たしているはずである。

以下、豪雨発生時の場の環境をメソ α スケール (200km~2000km)、メソ β スケール (20km~200km)、メソ γ スケール (2km~20km) に分けて調査した。なお、以下の解析の基礎資料として、1.5kmの水平空間分解能をもつ5分ごとの「レーダー画像」、毎正時の「AMeDAS 風速を線形内挿した地上風速分布」、GPVによる「地上

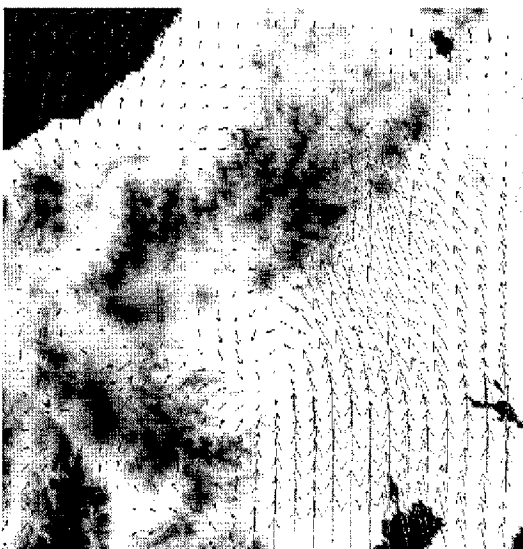
の風速、気圧、相対湿度」、[「700hPaおよび500hPa高度の風速、ジオポテンシャル高度、相対湿度」]ばかりでなく、中北ら(1996)、Nakakita et al. (1996) の方法によって、AMeDASからの地上風速分布ならびにGPVを結合させて推定したメソ α スケールの大気場から算定した「地上の相当温位分布」、「地上の収発散量」、「地上~6000m高度の鉛直シア」、[「CAPE」、ならびに、それぞれを分子、分母にとって算定した「リチャードン数」]の水平分布図を用いる。なお、中北ら(1996)、Nakakita et al. (1996) に従い、温位、水蒸気に関しては下層に於いてメソ β 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



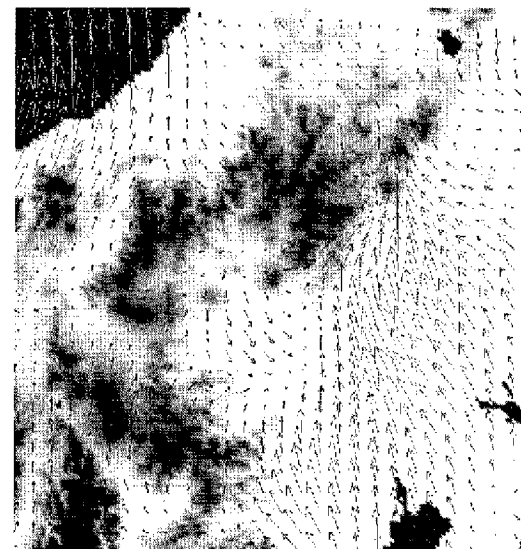
21:00 JST Aug. 26



00:00 JST Aug. 27



03:00 JST Aug. 27



06:00 JST Aug. 27

Fig. 5 Surface wind field estimated from observations by AMeDAS.

た風速場を固定し、GPV 情報から得られる温位、水蒸気混合比を初期値として、移流のみを考慮した仮想的な 2 時間のならし数値計算を施している。その結果、後で図示する Fig. 6 以外の指標分布に GPV によるよりは小規模な、しかもレーダー情報に対応する分布が得られている。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 σ 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。詳細は参考文献に譲る。

3. メソ α スケールでの特徴

26 日 21 時から 27 日 9 時までのメソ α スケールの状況を見る。Fig. 4 に 3 時間ごとの気象衛星ひまわりからの赤外画像をみると、21 時には日本海の能登半島沖にあった梅雨前線上の低気圧が毎時約 50km の速さで北東

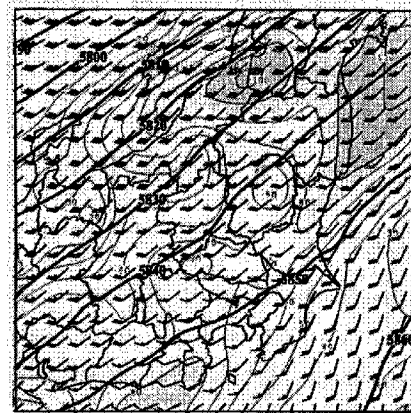
の方向へ日本海を横断している。これに伴い（台風の北上によるのではなく）、梅雨前線が徐々に北上している。台風の北上とはFig. 5に示したAMeDAS情報から推定した風速場によると、21時時点で新潟県沖の日本海海上での弱い北東風もしくは東風が存在するのに対して、徐々に強い南よりの風向きに変化している。すなわち徐々に低気圧の暖域側深くに関東地方が入り、そのため、日本の南海上に停滞していた台風4号の影響もあり、湿った南よりの風が関東地域に多量に流入していることが予想される。梅雨前線上の低気圧の暖域側で豪雨が発生するという状況は1986年に京都府南部に生じた集中豪雨の状況と同じである(中北, 1987)。用いたGPV情報による26日21時(RSMの初期値)の関東地方周辺の風向・風速、相対湿度、気圧またはジオポテンシャル高度を、地表、700hPa場、500hPa場に関してFig. 6に示す。相対湿度の等値線が非常に薄くかつ値が読みとりにくい、80%以上の領域には陰が付けられている。この図から、茨城県方面から下層の風速場に沿って反時計回りに進入してきた豊富な水蒸気が、埼玉県あたりに存在する収束域で上空に運ばれ、上空の風速場によって那須域を通して北東方向に運ばれていることがわかる。逆に、日本海側から乾燥領域が収束域に運び込まれ(地表)、低気圧としての様相を示している。関東平野のスケールでみた状況は後述するが、メソ α スケール言えば、愛知・静岡県～埼玉・群馬・栃木県が下層の湿潤域と乾燥域の境目に、すなわち後述するように相当温位の水平勾配の大きな領域に位置している。

またこの低気圧接近に伴う梅雨前線の北上に伴い、700hPa面において南西～北東方向にのびる高相対湿度の帯状域が時間が徐々に強化されながら徐々に北上している。この変動にともない、降雨域の存在する領域も全体的に北上していることがFig. 7に示したレーダーのPPI画像の時系列からうかがえる。

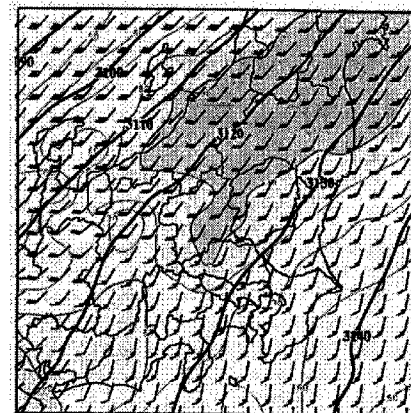
4. レーダー画像によるメソ β スケールの状況

4.1 線状対流系

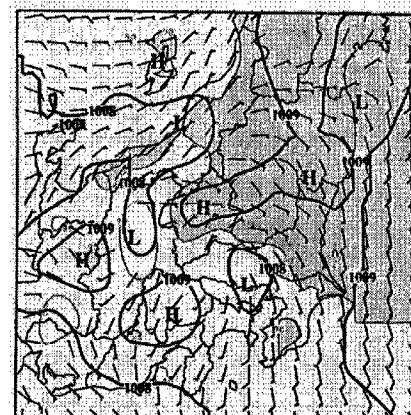
まずFig. 7に示したPPI画像により考察する。今回



500hPa (wind, GPM, RH)



700hPa (wind, GPM, RH)



Surface (wind, Pressure, RH)

Fig. 6 Meteorological condition at 21:00 JST Aug., 26 over Kanto region as the initial condition for the RSM.

那須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ているように見える。

まず、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る。その後27日0時少し前までは、複

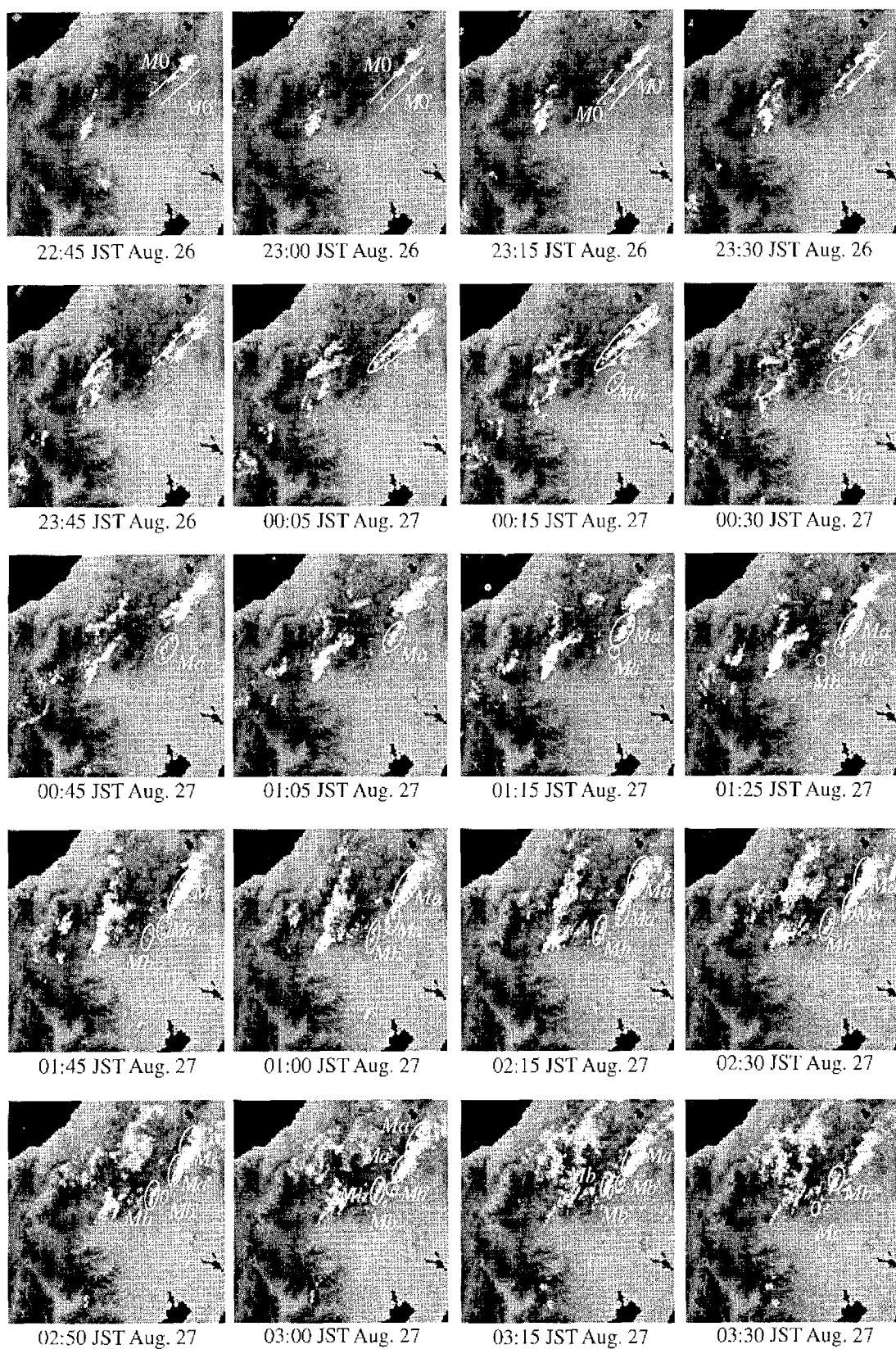


Fig. 7 Successive PPI images observed by Akagiya Radar.

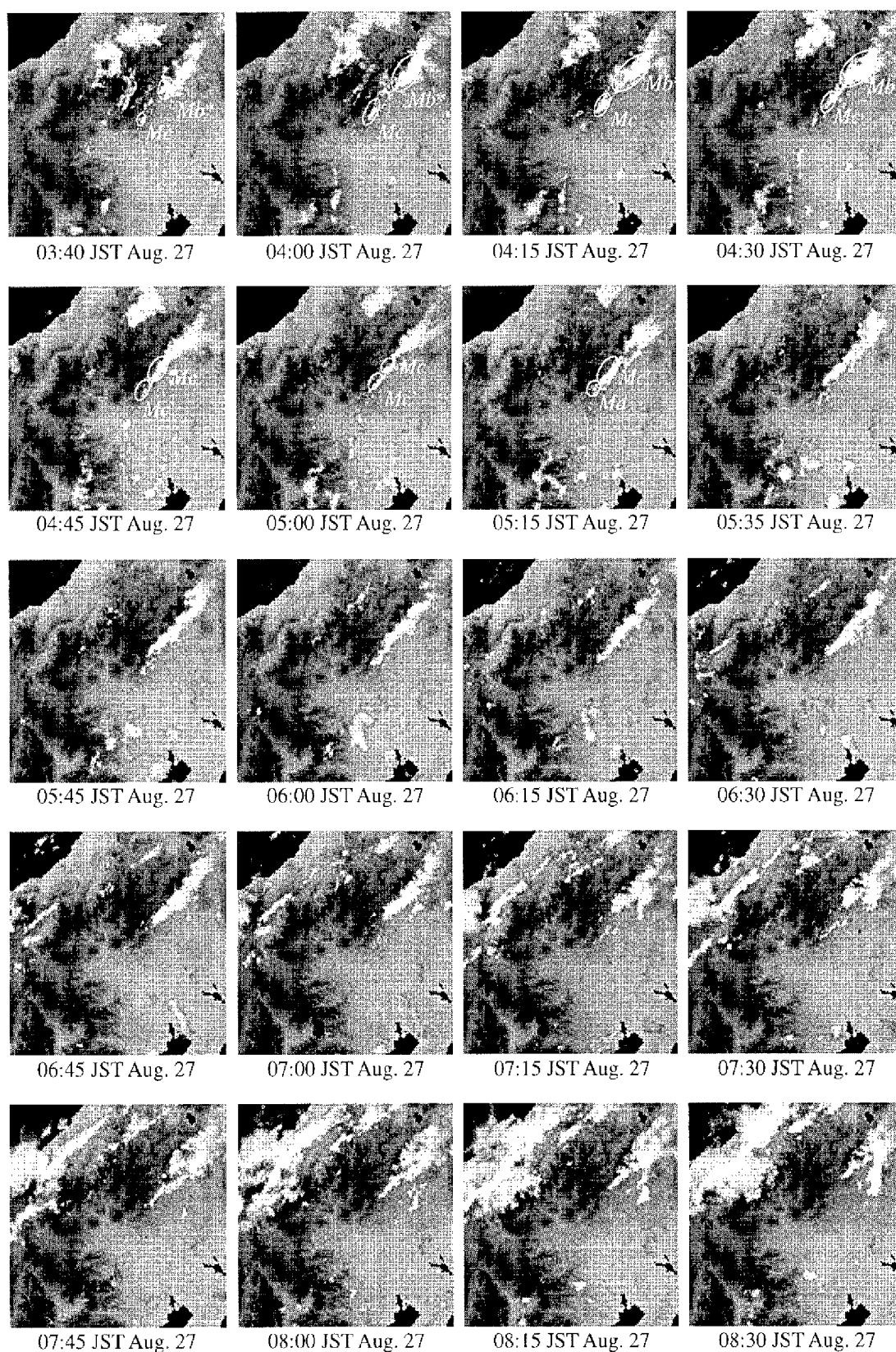


Fig. 7 (Continued)

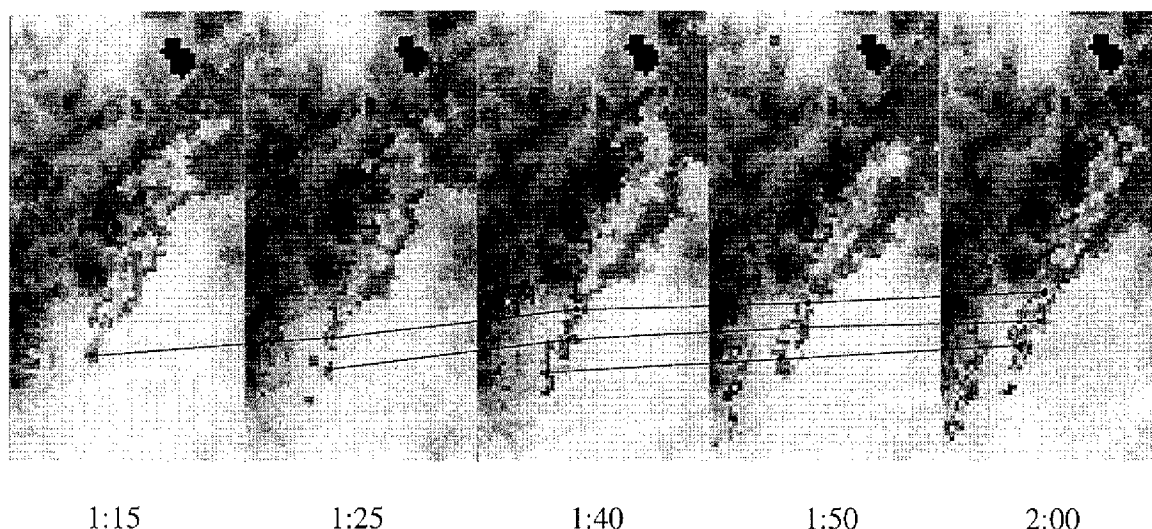


Fig. 8 Squall-line as the back building type over Nasu region.

数の破線型 (broken line type) の線状対流系として雨域が生成されており、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。23時30分の画像では、等間隔に並んだ3本の波線型線状対流系が確認できる。そのため大気固有の波動によりこのような形成形態がうまれた可能性がある。このことはメソβスケールでの内部重力波の存在を示唆し、降雨予測をする上での重要な情報を持つものと思われる。

その後27日に入ると、典型的なバック形成型 (back building type) の線状対流系によって那須ラインの豪雨をもたらされている。すなわち、降雨セルが次々にほぼ同じ場所(那須ラインの南西端; 那須山地南西端から関東平野に延びるすそ野の南東斜面)で発生し、個々のセル自身からみて環境の下層風の風上方向に新しいセルが次々と出現し、それが成長するとともに移動して線状となるものである。Fig. 8 にその様子を示す。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(小倉, 1997)。後で述べるがバック形成型の線状対流系が発生するときの環境を規定するパラメーター (バルクリチャードソン数) があり、この指標がバック形成型の線状対流系が起りやすい環境をあらわしているかを検討する。

次に、3時過ぎから6時ごろにかけて、関東全体に伸びる螺旋状に雨域が存在していることがわかる。那須

ラインもこれに含まれ、これらはほぼ等間隔に並んでおりおよそその間隔は35kmから50kmとなっている。これも先に述べたように、大気中に何らかの波動が存在するために、このようなラインが発生したと推定される。前述の那須での波動とは、性質の異なるものかも知れないが、大気内在の波動というものが雨域に与える影響が大きいことを示しているといえる。

4.2 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。那須ラインでの雨域の様子をさらに詳細に観察すると、最小スケールの降雨セルの動き(北北東方向)とは別に、それらによって構成されているそれより大きなスケールの降雨セル(以下、*M*システムと呼ぶ)が複数個存在し、結局それらが南西端で繰り返して発生し、発達しながらゆっくりと北東方向に伝搬することにより那須での豪雨をもたらされていることがわかる。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タイプ等のシステムであることは間違いない。教科書に出てくるものと全く同じであるが、今回の那須豪雨をもたらした*M*システムの概念図をFig. 9に示す。

次に、レーダー画像を用いてより詳細にMシステムの動きを追う。まず、26日23時55分にそれまでの雨域(M0, M0')より南に新たなMシステムMaが発生した。27日01時05分には発達したMaの下にMa'が発生する。Fig. 8で既に示したバック形成型の線状対流系の生成過程はMa'の生成・発達過程を示したものである。01時25分には、M0が衰弱し、Maが卓越するとともに、Ma'の西方にMbが発生する。02時50分および03時00分にはMa'の南方にそれぞれMb', Mb''が発生、その後これらは03時40分ごろには発達しながらMbと重なり、ひとつのMシステムMb*をつくる。そのころには新たなMシステムMcがやはり那須ラインの南西端で発達してきている。04時00分にはMb*がMaにとって代わって卓越する。その後もMcの後方にMc'が発達、さらにその後方ではMdが発達し、結局このような状態が7時過ぎまで続くことになる。

このように各Mシステムは、1時間数十分のほぼ等時間間隔で発生していることがわかる。これはまず、那須山地南西端のすそ野によるForced Propagation (強制的なものによる雨域の発生要因)により発生場所が固定化されている。前掲のFig. 2にMシステムの発生した場所および時間を示した。発生場所は大きく分けて2ヶ所に分けられるが、これは山地の影響が如実に現れているといつてよい。これと上述した螺旋状擾乱の通過の際の相乗効果からMシステムが発生したものではないかと推測される(7.で検証する)。

以上を要約すると、Mシステム中の個々のセルの動きは、北北東方向に時速約40kmの速さで移動している(Translation)。これは上空約4000m付近の風に対応している。しかし、Mシステム自体は北東の方向に伝搬しており、これはMシステム内で降雨セルが順次発生していることによる(Auto Propagation)、ならびに前述したMシステムに関するForced Propagationの3つの要因、すなわちForced Propagation, Translation, Auto Propagationにより、那須ラインの構造が形成されていることがわかる。

4.3 観測域南部の雨域

次に、観測域南部に注目する。午前4時過ぎごろか

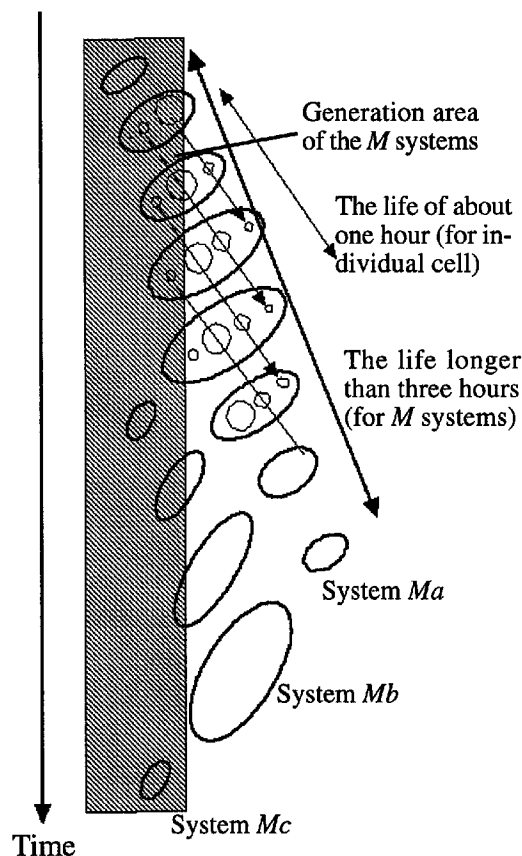


Fig. 9 Hierarchical structure of storm-system.

ら静岡県でも集中豪雨が発生していた。図-7のレーダー画像を見ると、その影響でこの風下側の山梨・静岡両県境付近の山岳域でもMシステムが発生し、それが関東平野に伝搬していることがレーダー画像を見るとわかる。これらの雨域も時間の推移からもマルチセル型をなしてはいると推定できるが、水平降雨分布のシャープさが那須ラインに比べて劣るとともに、マルチセルの持続時間も短くなっている。この違いについては5.2でさらに考察する。

5. メソβスケールの大気場との関係

5.1 AMeDAS 地上風との関係

次にFig. 5に示したAMeDAS地上風の様子を見ると、前述のメソ低気圧の北上にも関わらず、群馬県南部から埼玉県北部にかけて中心をもつ低気圧回転が維持され、風の収束域が停滞していることがわかる。この要因として、南方からの地表風が卓越している中で、海と平野部陸域との粗度の違いにより生じ、維持されている可能性

がある。那須ラインの発生域は東京湾～東北地方の太平洋側から流れ込む風速分布の中心付近に常に位置している。また発生域である「那須山地南西端から関東平野に延びるすそ野の南東斜面」が雨域発生のトリガーとなっている。すなわちメソ低気圧が常にこの付近に停滞していたことは水蒸気的那須ラインへの流入が持続し、発生域での地形の影響をさらに際立たせる役目を担い、その結果那須ラインの降雨が長時間続いたと思われる。もし地上風系が海上と平野部陸域の粗度の違いにより生起しているならば、この風系は今回の豪雨時のみの独特なものとは考えられず、従ってこの発生域は他の降雨時の例でも発生域となる可能性がある。しかし、その結果那須ラインを形成するかどうかは、上空の大気構造に依存する。

次にAMeDAS地上風をもとにした収発散分布(Fig. 10 第1列))と、那須ラインの発生場所とを比較してみると、メソ低気圧に伴う収束域の北東端もしくはその北東外延に発生域が位置していることがわかる。一方、その低気圧の北東隣に位置するAMeDAS収束域が存在するが、これは那須ラインに伝播している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とともに、那須ライン状に伝播するMシステムを維持する役目も持っている。発生域は上記両者の収束域には含まれた弱い発散域に位置していることがわかる。すなわち、AMeDAS収束域そのものが直接的なトリガーの役割を担っているのではなく、山岳そのものか山岳がつくり出すさらに小スケールの収束域がトリガーとなっていると推測できる。さらに、山岳の裾野という標高の低い領域が発生域の中心であることから、山岳がつくり出す小スケールの収束域がトリガーとなっている可能性が高い。

5.2 GPV 情報から推定した各種指標との関係

次にGPV情報より得られた指標を用いて、那須ラインの発生環境を探る。Fig. 10 第3列にCAPEの時間変化を示した。那須ラインが発生していた地域ではかの場所よりも常にCAPEが相対的に高くなっていることがわかる。この顕著な分布は、1.3で述べた水蒸気のならし計算の結果はじめて得られたものである。一方、

Fig. 11に示した地表の相当温位の分布をみると、21時の時点では那須ラインが相当温位の顕著な水平勾配を示す領域に位置していることがわかる。また、AMeDAS地上風から推定した湿潤域の浸潤も確認でき、その先端域に4.で述べたMシステムの発生域が位置していることがわかる。

次にCAPEと鉛直シアアの分布を比較する。那須ラインの発生した時間帯のうち、1時から5時までの指標で比較すると、CAPEの相対的に高い部分と鉛直シアアの強弱の境目の部分が重なっていることがわかる。そこで、鉛直シアアと那須ラインとの関係をもう少し詳しくみるため、図には示さないが、より下層に着目して地上200m高度と1,000m高度との間の鉛直シアアを算出しその分布を見ると、Mシステムの発生域の鉛直シアアは、まわりよりも相対的に低くなっており、Mシステムが維持されているところでは、常に鉛直シアアは大きくなっている。

一方、観測域南部でのMシステムの伝播域ではCAPEの値が相対的に高くなるものの、鉛直シアアは相対的に低くなっている。那須ラインとのこの違いが、Mシステムの発達、維持形態の違いを生じさせた可能性がある。すなわち、一旦発生したMシステムが発達、維持するためには、維持、発達域で鉛直シアアが強いということが必要条件であったと思われる。ただ、アメダス風速値を用いて算出しているため、原因というよりはむしろ那須ラインが生成された結果、このようになった可能性もあるが、生成域と維持、発達域の違い、および、Mシステムの発達、維持機構の違いは、メソβスケールでの環境の違いによるものであると推測される。このように、今まで用いてこなかった指標により、雨域の生成、発達時の環境を規定できる可能性はある。

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、先に説明したバルクリチャードソン数 Ri の値が異なることが知られている(小倉, 1997)。その値は0近くから100以上の値を取るものであるが、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、環境の値は30ぐらいとされている。そこで那須ライン付近での値がどうなっているかFig. 10を用いて考察する。破線型の降雨システムが顕著

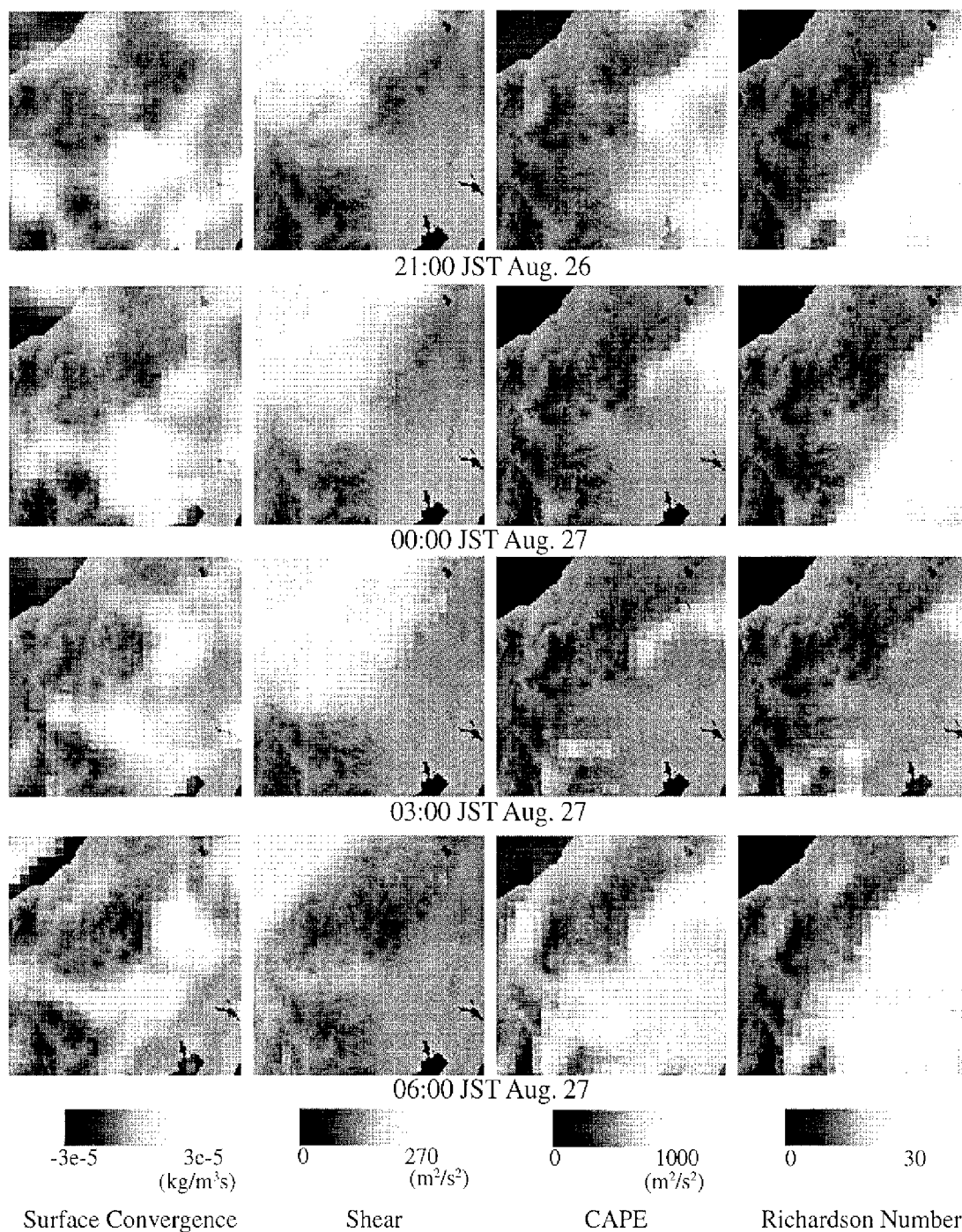


Fig. 10 Horizontal distributions of representative dynamical indices.

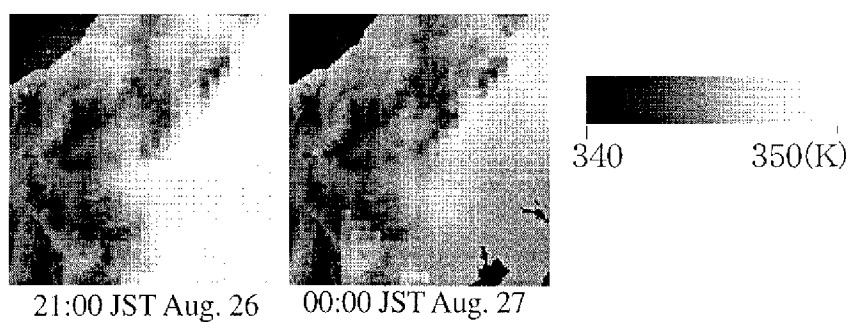


Fig. 11 Equivalent potential temperature at the surface.

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30を若干下回る値が出ている。一方、6時から急に50前後の値にあがっている。すなわち、那須ラインの発生が見られる時間帯では、30より低い値が維持されており、また那須ライン付近が相対的に周りのより高くなっている。このことから線状対流系が発生するための、必要条件のひとつとなり得ることがわかる。

6. メソ γ スケールの状況

今回利用した情報ではメソ γ スケールの詳細を把握することは不可能であるが、推定した構造を以下に示す。Fig. 12に那須ラインの降雨がもっとも発達している時刻の一つである27日2時55分の各Mシステムの構造の推定図を示した。図には那須ライン近辺に限定した地形形態ならびに3次元降雨分布とシステムの移動方向の鉛直断面内の降雨分布をレーダー観測情報として表示している（ただし、0dBZ以下の弱雨域は表示していない）。3つの顕著なMシステムが見られ、それぞれ4.2で示したMb, Ma', Maシステムに対応する。図には、Mシステムの発生領域、ならびに発達領域に対応するAMeDAS地上風の収束域、Mシステムならびに個々のセルの動きも示している。さらに、推定した下降流も記してあるが、これらは相当温位ならびにセル動きに相対的な水平風速の鉛直分布から定性的に推定したものであり、詳細はドップラーレーダーなどの直接観測情報が必要である。ただ、鉛直断面南方に降雨域が延びていることから、その方向に下降流が張り出している確度は高いものと考えられる。

以上から、ここのMシステムはマルチセルタイプであること、それが下層の収束域上で徐々に強化されていることが推定される。この強化が自己組織化という大気に内在する要因で実現しているのは確かであるが、さらに局地循環がどれほどの役割を果たしているかは、今回利用した情報ではメソ γ スケールの詳細を把握することは不可能である。

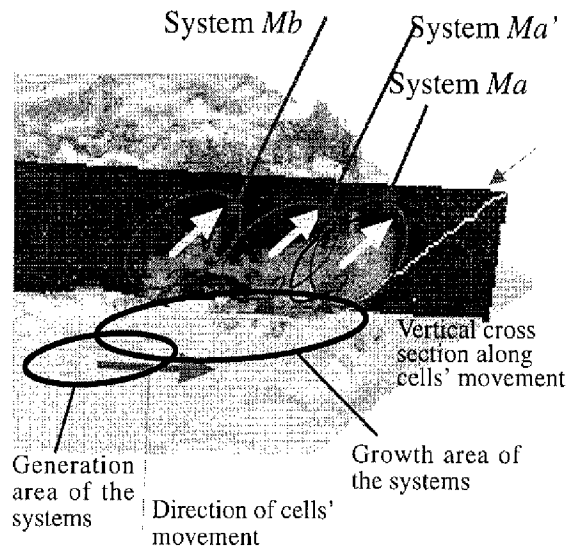


Fig.12 Three-dimensional storm structure over the Nasu region with estimated downdraft.

7. 降雨システムの発生域・発生時刻と内部波の伝播

内部擾乱が、大気のメソ β スケールの環境に重要なアウトプットを与える可能性についてはレーダー画像と併せて述べた通りである。そこで今後Wave-CISKモデル等の適用の可能性を探る足がかりとして、内部擾乱をあらわすモデルの一つとして、極めて単純ではあるが内部重力波の線型理論を本降雨事例にあてはめる。

各パラメータは、次のように仮定した。すなわち、水平方向の波長を、Mシステムの那須ラインの幅の長さとして、15.0km、また垂直方向の波長を、Mシステムの擾乱の高さと考え、15.0kmとした。これを仮定すると、水平方向の群速度が、35.5[km/h]となる。したがって、水平方向の周期は、25分となる。これをもとに、Fig. 13を作成した。ここで、平面波の水平方向の移動方向は真西に向いていると仮定している。また垂直方向の運動は議論しない。Fig. 2に示したMシステムの発生場所と発生時刻に対応する形でFig. 13の横軸にMシステムの発生時刻を、縦軸にMa'を基準とした真西方向への距離をとっている。たとえば、Maは23時55分に1.26kmの地点で発生しているとみる。斜めに引いた線は、同一地点を25分ごとに通過する一つ一つの波の伝播を示し、Mb'を通過した波は約10分後にMb''を通過し、さらにその25分後にMcを通過している。斜線の

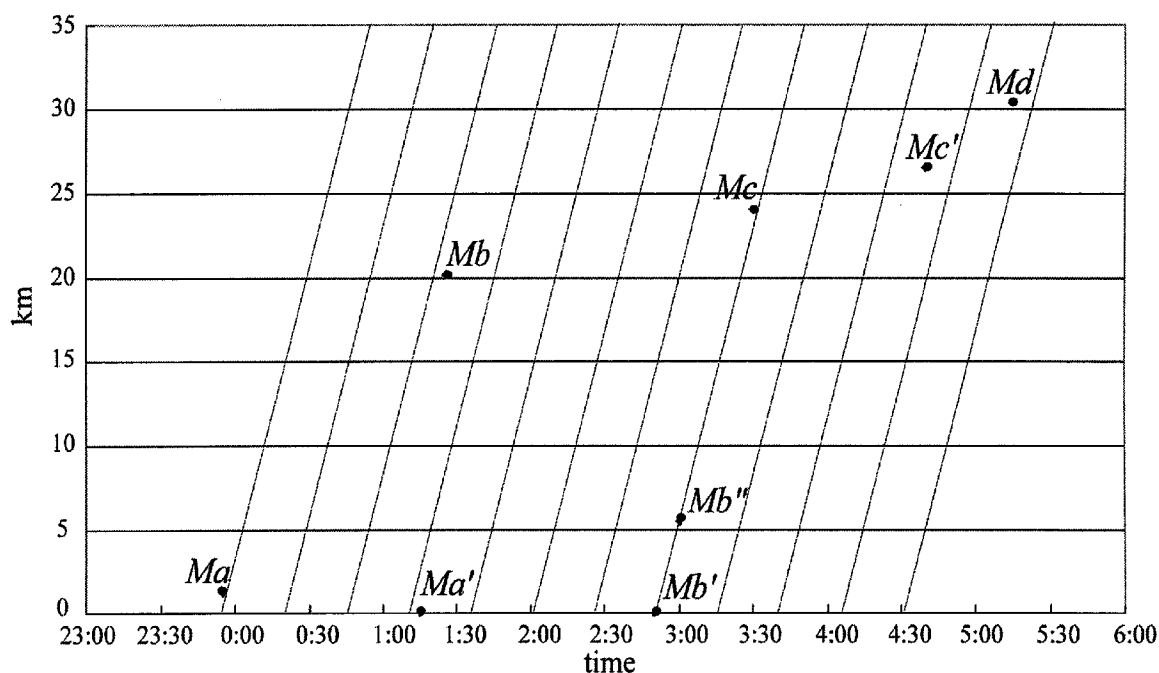


Fig. 13 Relation between propagation of roughly estimated internal gravity wave, and location and timing of M systems' generation.

間隔は、周期をあらわしている。この図より、上記仮定のもとでは、約25分周期で通過する波が、 M システム Mb' , Mb'' , Mc は、同じ波により次々に生じたことがわかる。しかし、 Ma , Ma' などを通じた波は、他の M システムを励起していない。また、後半の Mc' , Md は、図に描いてある斜線の上には位置していないが、 Mc' と Md との発生時間間隔は、仮定した25分に近く、時間経るにつれて位相のずれが生じたに過ぎなく、やはり内部重力波によって説明づけは可能と考える。サンプル数が少なく、仮定が多いため、必ずしも実現象をよく表したものと限らないが、以上のように内部重力波の移動により、 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。

8. おわりに

以上、レーダー情報、AMeDAS情報、GPV情報をベースに1998年8月末に生じた東北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

の関連性を報告した。レーダー画像によるメソ β スケールの降雨域の振る舞いについては詳細に述べ、さらに降雨システム発生域と大気指標との間にはメソ β スケールで見た分布同士で関連性があることを示した。この結果は、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(1996), Nakakita et al. (1996)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。

しかし、何故本論文で示した特定の地域が持続して M システムの発生域であり続けたかに関しては、いわば外堀を埋めるに止めた。すなわち、本論文で示した特定の地域は M システムの発生域となるメソ β スケールの大気環境を他の領域に比べて有していることを示したが、より直接的には「山岳そのものか山岳つくり出すより小スケールの収束域がトリガーとなっている」と推測できる。さらに、山岳の裾野という標高の高くない領域が発生域の中心であることから、山岳がつくり出すさらに小スケールの収束域がトリガーとなっている可能性が高い」と推定するに止めた。したがって、いわばこの内堀を埋めるために、今後は、数値シミュレー

ション等を等してより概念的かつ定量的な解析を進める予定である。

参考文献

謝 辞

本校の作成にあたっては、平成10年度文部省科学研究費補助金・基盤研究(B)(1)「1998年南東北・北関東の集中豪雨災害に関する調査研究」(課題番号10400011, 真野明代表・真野 明・東北大学大学院工学研究科教授), ならびに平成10年度河川情報センター研究開発助成「レーダ雨量計情報をベースとした短時間降雨量-流出予測とその貯水池操作支援への応用」の補助を受けた。一方、本報告に掲載したレーダー情報は建設省関東地方建設局から、気象衛星画像は京都大学防災研究所大気災害部門・石川晴彦助教授から、他の気象情報は(財)気象協会関西本部からそれぞれご提供いただいた。また、本報告には図示しなかったが、建設省東北地方建設局からもレーダー情報をご提供いただいている。貴重なデータをご提供いただいたこと、処理に際してご労力いただいたことに謹んで謝意を表する。

牛山素行(1998): 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.

小倉義光(1997): メソ気象の基礎理論, 東京堂出版.

中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬(1987): 3次元レーダー雨量計情報の利用に関する基礎的研究, 京都大学防災研究所年報, 第30号B-2, pp.265-282.

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・高棹琢馬(1996): 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, 土木学会水工学論文集, 第40巻, pp.303-308.

Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji, T. Takasao (1996): 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. 26,181-26,197.

Characteristics of Generation and Propagation of Localized Heavy Rainfall over Southern Tohoku and Northern Kanto Region

Eiichi NAKAKITA, Takuya YAGAMI*, Yoshiharu SUZUKI* and Shuichi IKEBUCHI

*Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

Characteristics of generation of a localized heavy rainfall are investigated using 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 volumu scanning radar named Akagiyama radar rainguage. The investigation was conducted based on the classification of event features by their spacial scales such as meso α , β , and γ scales. As a result, relations between some dynamical indices and strom-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