

## 報 告

# 奄美地方において秋に発生しやすい集中豪雨の構造と環境

早稲田 拓 \*1・甲斐 智博 \*2・友井川 龍平 \*1・横田 茂樹 \*3

### 要 旨

奄美地方においては近年秋に、水平スケールと移動速度が小さい強雨域による集中豪雨が繰り返し発生している。この集中豪雨に関連する名瀬測候所等の過去の調査をとりまとめるとともに、2008～2011年に発生した事例の実況解析とDVD-NHMにより環境の特徴と豪雨のメソ構造を推測し、予測手法を提案した。

### 1. はじめに

奄美地方においては2008～2011年の間、いずれも秋(9～11月)に、水平スケールと移動速度が小さい強雨域による集中豪雨が5事例発生している。これらの豪雨のレーダーの経過等を調べた結果、沖永良部島で発生した1事例は強雨域の水平スケールが5km以下と極めて小さかった。一方、奄美大島で発生した4事例は、強雨域の水平スケールが10～35km程度で形態等の類姿性が見られたので、これらを中心に実況経過と環境を整理した。さらに、過去の調査をレビューし、現時点で得られた資料から集中豪雨の構造と予測手法を提案した。

本稿の目的は次のとおりである。

- ① 数値予報による予測が困難な集中豪雨に対して、より早くて確かな大雨警報等の防災気象情報発表に資する。
- ② 名瀬レーダーは平成24年度中にドップラー化の工事が完了する。今後、ドップラーレーダーデータによる検証を期待して、主に

NHMから推測した豪雨の構造と移動メカニズムについて一つの仮説を提示する。

なお、本稿において日時はすべて日本標準時に統一した。

### 2. 地上・レーダー観測で見た豪雨の実態

本章では、地上及びレーダー観測による5つの豪雨の経過を述べる。第2.2節では1分毎アメダスデータ等から推測される「豪雨系」の内部構造についても述べた。

#### 2.1 降水量と被害状況

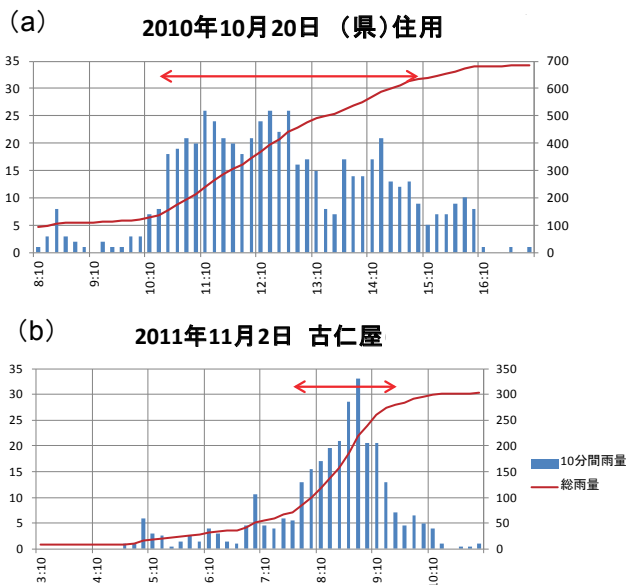
2008～2011年の秋に奄美地方で発生した豪雨5事例について、第1表に被害状況と降水量最大値等を示す。これらの豪雨はいずれも気象庁による命名がなされていないが、本稿では以下、豪雨の名称としてこの表の「通称」欄を便宜的に用いることとする。住家被害は概ね総降水量に対応しており、被害が最も大きかったのは2010年の奄美豪雨、次いで2011年の大島北部豪雨・大

\*1 名瀬測候所(現 福岡管区気象台) \*2 名瀬測候所(現 気象研究所) \*3 名瀬測候所(現 富山地方気象台)  
(平成26年1月23日発行)

島南部豪雨である。1 時間降水量最大値は沖永良部集中豪雨で 102mm，その他の 4 事例は 140 ～ 170mm 前後といずれも極めて大きな値である。奄美豪雨と大島南部豪雨の 10 分間降水量の経過を第 1 図に示す。降水強度 80mm/h 以上に対応する 10 分間降水量 13mm 以上の「猛烈な雨」の持続時間中に総降水量のほとんどが降っている。

### 2.2 5 分毎レーダーと 1 分毎アメダスの経過

レーダー 5 分毎降水強度（気象庁レーダーの 1km メッシュ合成図）の経過によると，沖永良部集中豪雨は直径 4 ～ 5km 程度の降水強度 56mm/h 以上の強雨域が沖永良部島付近でぐくぐく移動した。その他の奄美大島で発生した 4 豪雨については，降水強度 56mm/h 以上でほとんど隙間なく埋め尽くされた長径約 10km 以上の強雨域が形成され，ほぼ停滞するかぐくぐく移動した。以下，本稿ではこの長径約 10km 以上の概ね降水強度 56mm/h 以上の強雨域のことを，「豪雨系」と呼ぶことにする。第 2 図に，各事例で豪雨系（沖永良部集中豪雨は強雨域）の範囲が概ね最大となった時間帯のレーダー 5 分毎降水強度分布を示



第 1 図 (a) 2010 年 10 月 20 日（奄美豪雨）の県雨量計住用村の 10 分間降水量（棒グラフ，目盛りは左軸）と同日 0 時からの総降水量（折れ線，目盛りは右軸）。赤の両矢印は概ね 10 分間降水量 13mm 以上（降水強度 80mm/h 以上の猛烈な雨）の期間を示す。(b) 2011 年 11 月 2 日（大島南部豪雨）のアメダス古仁屋。他は (a) と同じ。

第 1 表 調査対象とした 5 つの豪雨による被害と降水量最大値

降水量データはアメダス，鹿児島県 HP から取得した県雨量計データのほか，一部機関から入手した非公表データも用いた。総降水量最大・1 時間雨量最大でカッコを付した値は，10 分毎観測値に一部欠測があり，欠測時刻の 10 分間降水量を前後の観測値から内挿したデータセットによる概算推定値。

通称	発生日	被害の範囲	死者(人)	住家被害(棟)	総降水量(mm)	1時間降水量の最大(mm) 起時(JST)	10分間降水量の最大(mm) 起時(JST)	猛烈な雨(R10min $\geq$ 13mm)が概ね持続した時間	観測地点名 所在市町村 観測時間間隔
龍郷集中豪雨	2008年 11月6日	龍郷町 奄美市の一部		74	(約280)	(約140) 10:50	28 10:30	約1時間 30分	長雲(県) 龍郷町 10分
奄美豪雨	2010年 10月20日	奄美大島 全域	3	1386	822	137 12:40	26 11:10	5時間弱	住用村(県) 奄美市 10分
大島北部豪雨	2011年 9月25日 ～26日	龍郷町 奄美市	1	714	(500強)	173.0※ 25日23:19	32.5※ 25日22:49	約2時間 30分	大勝(県) 龍郷町 10分 ※龍郷消防分署 龍郷町 1分
沖永良部集中豪雨	2011年 10月10日	沖永良部島		57	220	102 6:30	30 6:20	約30分	沖永良部合庁(県) 和泊町 10分
大島南部豪雨	2011年 11月2日	瀬戸内町 奄美市南部		710	303.0	143.5 9:08	34.5 8:49	約1時間 30分	古仁屋(アメダス) 瀬戸内町 1分

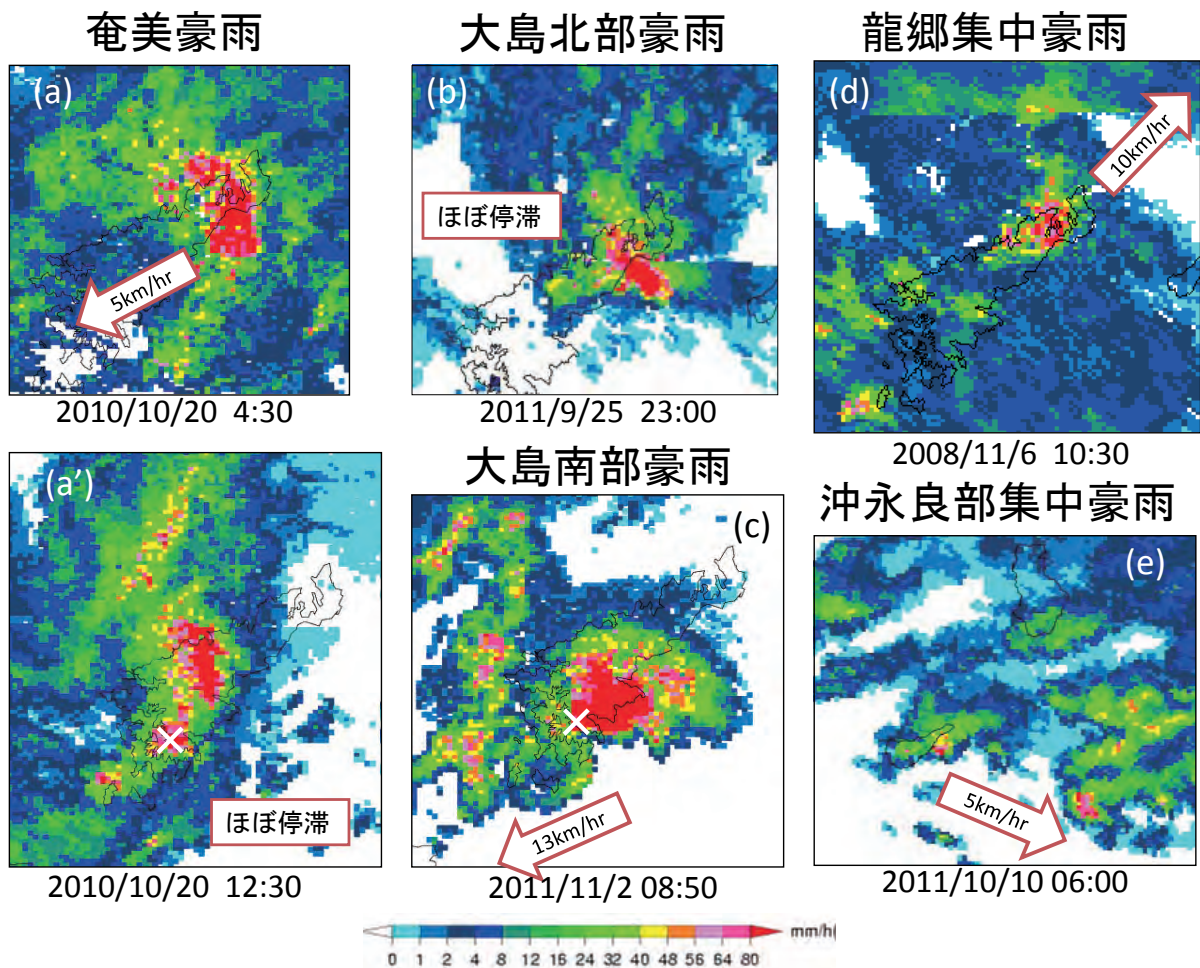
す。また、豪雨系とその発現前後のレーダー 5 分毎降水強度で見た降水系の経過概要を第 2 表にまとめた。豪雨系が形成された 4 事例では、その長径の最大は奄美豪雨の後半で 35km、その他の事例は 15 ~ 25km であった。

豪雨系が形成された 4 事例とも、大きな降水強度の広がりがある 1 ~ 3km 程度のセルが散在するマルチセル（以下「豪雨系」に対比するため「散在するマルチセル」と呼ぶ）から豪雨系に変化した。

第 3 図に奄美豪雨事例の豪雨系形成までのレーダーの経過を示す。散在するマルチセル系 A は 20 日 23 時頃から奄美大島北東部に認められた。系の中では、太平洋沿岸部で次々バックビルディングによりセルが発生し北北西進した。2 時 20 分にはあらたにセル a, a' が発生ないし強化す

るなど、活発化した。また、海上から系 B, 系 C が北上し、系 A と重なる時に全体に降水強度が強まった。こうした経緯を経て 3 時 30 分頃、長径 15km 程度の範囲でレーダー降水強度 56mm/hr 以上が密集した形状となった。これが本稿で呼ぶ「豪雨系」の形成である。

同様に大島北部豪雨事例の豪雨系形成までの様子を第 4 図に示す。散在するマルチセル系 A は、大島南海上から北上してきたもので、奄美大島南部に上陸後やや発達し、北東に向きを変えて進んでいる。19 時 50 分に系 A の南東側（下層風の風上側）に新たなセル a が発達、20 時 10 分に系 A の南西側（系の移動の逆方向）に新たなセル b・c が発達するなど、バックアンドサイドビルディングが始まった。その後、21 時頃までに系の移



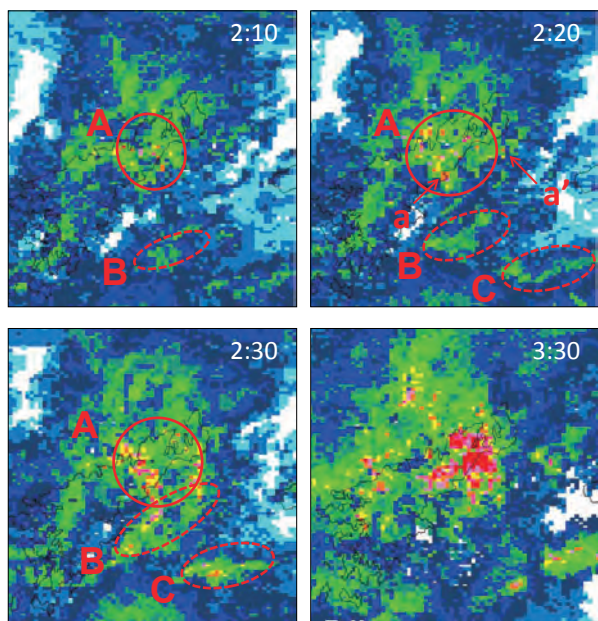
第 2 図 各事例で豪雨系の範囲が概ね最大となった時間帯のレーダー 5 分毎降水強度分布と系の移動方向と速度。ただし、豪雨系形成に至らなかった沖永良部集中豪雨は強雨域の範囲最大の時間帯。なお、ここに示した降水強度 (mm/h) のカラースケールは、以降のレーダー降水強度分布図も共通。(a') 及び (c) の白い×印はアメダス古仁屋を示す。



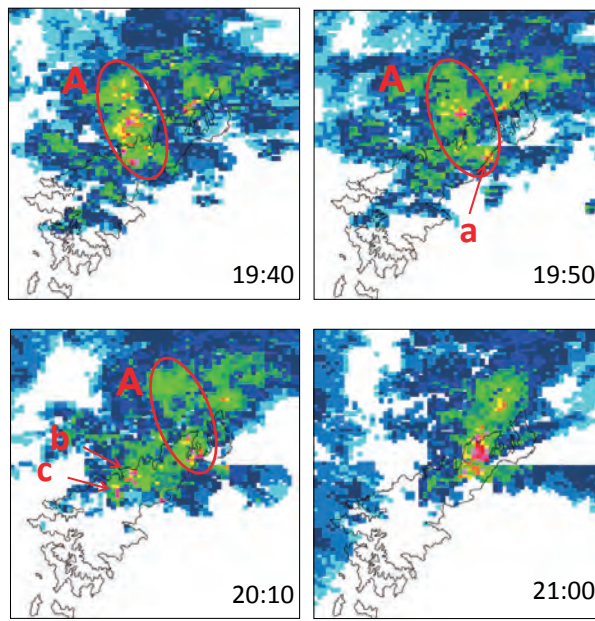
第2表 5事例におけるレーダー5分毎降水強度分布で見た降水系の経過概要

通称	発生日	豪雨系			豪雨系形成前のバックビルディングを伴うマルチセル		豪雨系解消後の状況
		存在した期間 (継続時間)	ピーク時の降水強度 ≥56mm/h の範囲の 長径×短 径(km)	ピーク時の 系の移動	発生した 時刻 (豪雨系 形成まで の時間)	セルと系の移 動方向	
奄美豪雨 (～朝)	2010年 10月20日	3:30～7:00 (3:30)	25×12	西南西 5km/h	0:00 (3:30)	セル:北西 系:ほぼ停滞	散在するマルチセルとして 継続し、再発達して次行 の豪雨系となった
奄美豪雨 (昼前～)		10:40～夜 (12時間以上)	35×18	ほぼ停滞 14時頃から 東北東進	7:00 (3:40)	セル:北北西 系:ほぼ停滞	豪雨系継続中としたが、 夕方から系全体が反時計 回り回転するようになり、 東進速度が速まって離島
大島北部 豪雨	2011年 9月25日 ～26日	25日21:00～ 26日1:00 (4:00)	22×6	ほぼ停滞	25日 19:15 (1:45)	セル:北 ～北北東 系:北東	散在するマルチセル継続 の間に、南海上から別の マルチセル系北上通過、 6:30頃離島
大島南部 豪雨	2011年 11月2日	7:00～11:00 (4:00)	22×18	西南西 13km/h	4:40 (2:20)	セル:北北西 系:ゆっくり北	西進、海上に出て小さく なった
龍郷 集中豪雨	2008年 11月6日	9:50～10:40 (1:00)	15×8	北東 10km/h (豪雨系形 成前より速 度低下)	8:20 (1:30)	セル:北北東 系:北東	散在するマルチセルとなり、 弱まりながら北東海上に 抜けた
沖永良部 集中豪雨※	2011年 10月10日	—	5×4	東南東 5km/h	2:30 (—)	セル:北 島北岸で5kmス ケールになっ てから一旦停滞	—

※ 沖永良部集中豪雨については、降水強度≥56mm/h範囲ピーク時の状況、及びそれに至るまでの状況を記す。



第3図 奄美豪雨における豪雨系形成までのレーダー5分毎降水強度の経過  
各パネルの右下に時刻を示す。



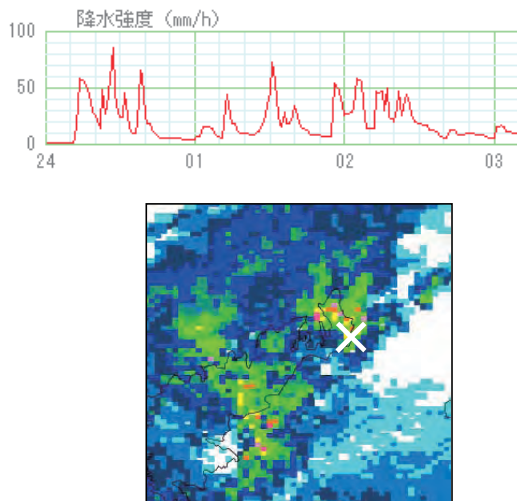
第4図 大島北部豪雨における豪雨系形成までのレーダー5分毎降水強度の経過

動速度が小さくなりながら、豪雨系を形成した。

第 2 表に示した豪雨系形成前の散在するマルチセルと豪雨系ピーク時の移動方向を比較すると、豪雨系が形成されると、それ以前の散在するマルチセルから系の移動方向（「ほぼ停滞」を含め）が変わる傾向がある。また、豪雨系の移動速度は全般に小さく、大島北部豪雨と龍郷集中豪雨では豪雨系形成前より移動速度が小さくなった。

ただし、「豪雨系」は主観的に仮に定義したもので、「散在するマルチセル」から「豪雨系」への変遷で本質的に対流系の構造が変わったかどうか明確ではない。第 2 図の下に示したカラースケールによるレーダー 5 分降水強度分布では、豪雨系の中は、形成前のような複数のセルを識別できないことが多い。しかし、ときにはセルが分離識別でき、それぞれの移動が追跡できることもあり、高度 3km などの CAPPI ではそれらがより明瞭に認められることがある。また、豪雨系形成後も、南東側や南西側から発達しながら近づいたセルが、豪雨系に合流、吸収されるように見えることもある。

アメダス 1 分毎時系列で散在するマルチセルと豪雨系を比較する。第 5 図は、奄美豪雨事例において、豪雨系形成前の散在するマルチセルが断続的にかかった時間帯のアメダス笠利 1 分毎降水



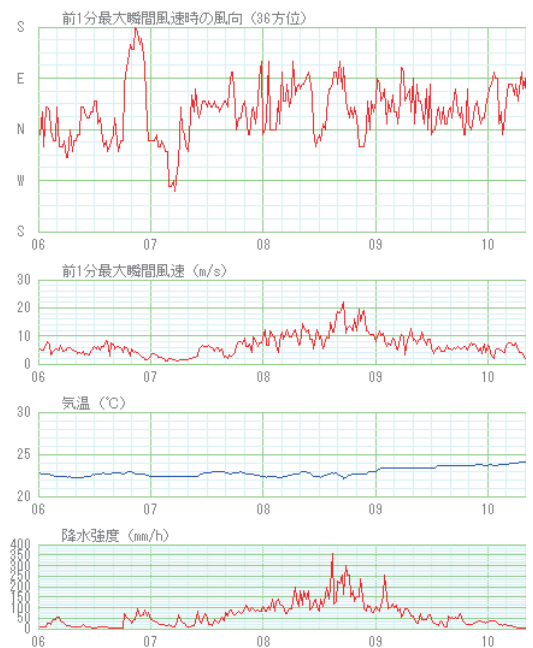
第 5 図 奄美豪雨の豪雨系形成前の散在するマルチセルによるアメダス笠利の 1 分毎降水強度の時系列（2010 年 10 月 20 日 0～3 時）と、0 時 30 分のレーダー 5 分毎降水強度（白い×印は笠利）

強度時系列とレーダー 5 分降水強度を示す。散在するマルチセルがかかると、5～10 分程度の周期でセルの通過に伴って降水強度が大きく変化する。極大時は 50mm/h を超えるが、極小時は 10～20mm/h 程度まで弱まる。一方、豪雨系の一部がかかった古仁屋の 1 分毎降水強度時系列を第 6 図に示す。豪雨系がかかった 12 時過ぎから 12 時 40 分頃の間も、降水強度に周期 5～10 分程度の変動が見られるが、極小時でも 50mm/h 以上あるいは 100mm/h 以上といった大きな値を保っている。もう 1 例、大島南部豪雨時の古仁屋の各要素の 1 分毎時系列を第 7 図に示す。豪雨系がかかっ



第 6 図 奄美豪雨におけるアメダス古仁屋の 1 分毎降水強度の時系列（2010 年 10 月 20 日 11 時～14 時 30 分）

12 時 30 分のレーダー降水強度分布と観測点の位置は第 2 図 (a') 参照。



第 7 図 奄美南部豪雨におけるアメダス古仁屋の 1 分毎風・気温・降水強度の時系列（2011 年 11 月 2 日 6 時～10 時 20 分）

8 時 50 分のレーダー降水強度分布と観測点の位置は第 2 図 (c) 参照。

た8時前から9時過ぎにかけて、降水強度は短周期で変化しているが、やはり極小値は50mm/h以上で100mm/h程度のときが多い。降水強度の短周期の変動は、風の変動も伴っている。

これらのことから、豪雨系は発達したセルが極めて密集したマルチセルと考えられる。しかし、豪雨系はセル間の降水強度の極小値が大きくなってレーダーで見る形状が散在するマルチセルと異なる。また、形状の変遷に伴い移動特性が変化する傾向がある。これらのことから、豪雨系と散在するマルチセルでは、系内部の鉛直流等の物理量の分布や平均値が大きく異なる可能性、及びそのことが系の移動特性の違いに反映している可能性を考慮し、本稿では散在するマルチセルと豪雨系を区別して扱った。

なお、豪雨系形成に至らなかった沖永良部集中豪雨では、沖永良部島南方海上から次々にシングルセルが北上するパターンした後、同島南岸でバックビルディングが始まった。その後、4～5kmスケールの降水強度56mm/h以上の領域が持続するようになってほとんど停滞後、東南東進と移動方向が変化した。強雨域の水平スケールは他の4豪雨の豪雨系に比べてかなり小さいが、バックビルディングが始まった後、降水強度が大きくなり移動特性が変化した点で豪雨系を形成した4豪雨と類似する特徴を示した。

しかし、沖永良部集中豪雨は他の4豪雨に比べて降水系の水平スケールに大きな差がある。次章以降では、特に断らない限り、奄美大島で発生し豪雨系を形成した4事例について述べ、沖永良部集中豪雨については必要に応じて言及するに留める。

### 3. 豪雨発生の環境

本章では、高層実況や数値モデル等から、豪雨時の環境について述べる。

#### 3.1 総観場

4事例の豪雨発生前後の500hPa天気図と、衛星赤外面像に重ねた直近イニシャルGSM 925hPa予想図(SATAID)を第8図に示す。極東域の総観場でみた500hPaのトラフ・リッジの位置等の

パターンはまちまちであるが、奄美地方上空の500hPaの風向は南西～西の範囲にある。またいずれも、925hPaで奄美地方は相当温位の水平傾度がやや大きく、東～南東の風向であった。赤外面像は、奄美豪雨では秋雨前線に対応する雲域が台湾の北から奄美付近を通して関東の東海上まで広がっていた。その他の事例では、300～500kmスケールの雲域が奄美地方にかかっていた。気象庁地上天気図(図略)ではいずれの事例も奄美付近に低気圧を表現していない。また、前線を描いた事例と描いていない事例があるが、どの事例も925hPaの図と、下層から中層の風の大きな鉛直シアから温度風の関係で推測されるように、程度の差はあれ奄美付近はいずれも傾圧場であった。

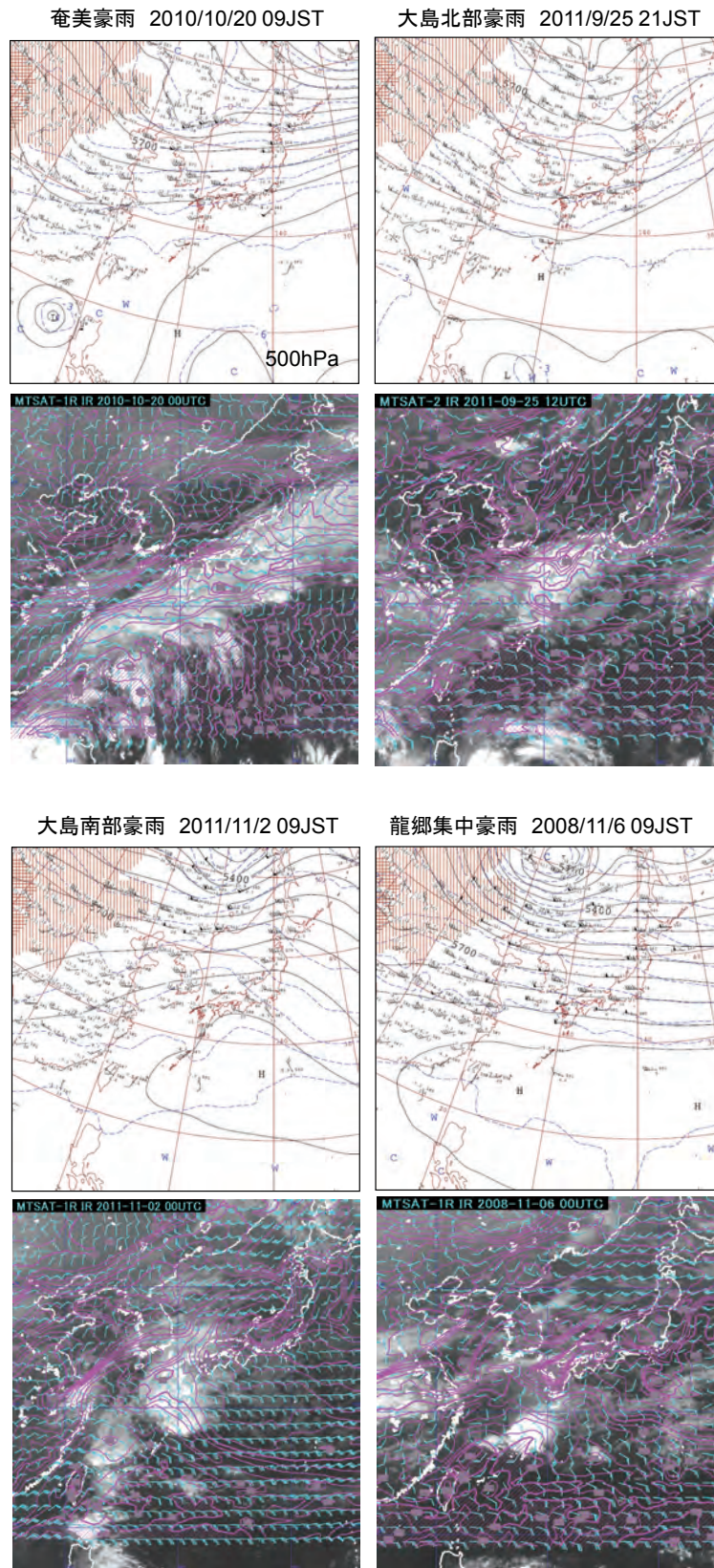
なお、豪雨形形成に至らなかった沖永良部集中豪雨も奄美付近が傾圧場で大きな鉛直シアの場であることは共通であった。

#### 3.2 高層・地上観測

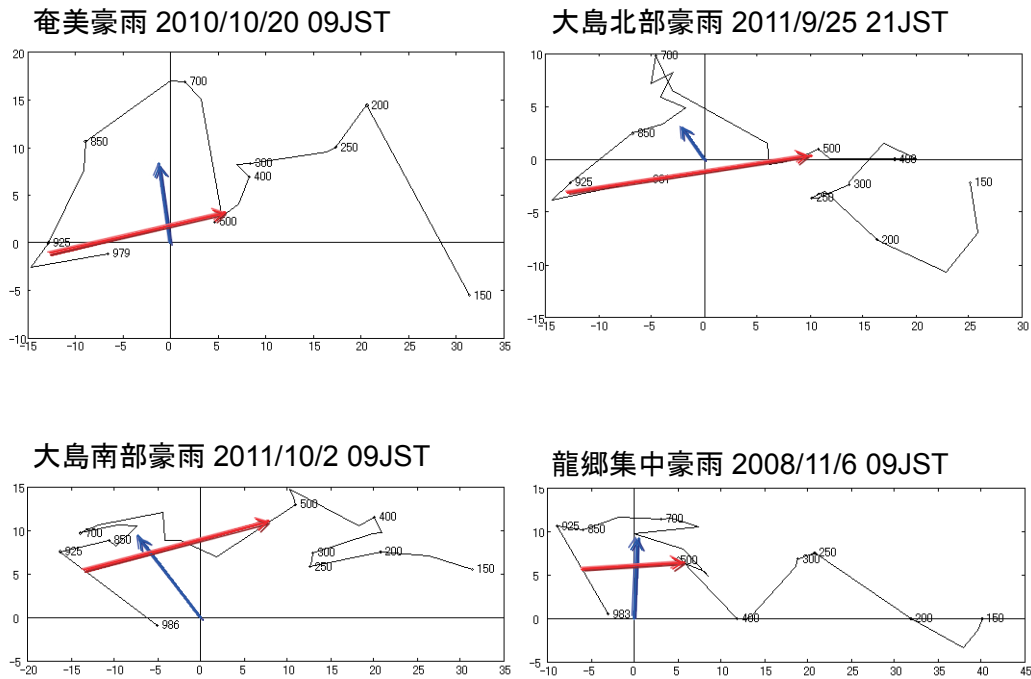
4豪雨の豪雨系発現中か直前の名瀬の高層観測資料を調べた。第9図に示したホドグラフによると、いずれの事例も、地上から950hPa前後の風向が東北東～東南東、500hPaから上空で南西～西であり、下層～中層の鉛直シアが大きく、風向は概ね高度とともに時計回りに変化した。図中に第6.1.2項で定義する0～6kmシアをベクトル表示し、この数値を第3表に示す。龍郷集中豪雨では、0～6kmシアは12m/sと比較的小さいが、さらに上空まで見ると鉛直シアは極めて大きかった。

奄美豪雨時の2010年10月20日09時の名瀬高層観測の地上(979hPa)から500hPaまでの相当温位及び奄美地方北部・南部の地上の風・気温・相当温位を第10図に示す。図に付加したレーダー画像によると、奄美大島から沖永良部島付近は停滞前線に対応して西南西から東北東に伸びる幅300km程度の降水帯の南端付近で、降水強度がやや大きい降水系が離散的に並ぶ部分にあっていた。しかし、地上は全般に東北東～北東の風で気温や相当温位の水平傾度が比較的小さかった。また、名瀬高層観測所(本茶峠)の風上にあたる奄美空港と喜界空港は風速10m/s前後の東北

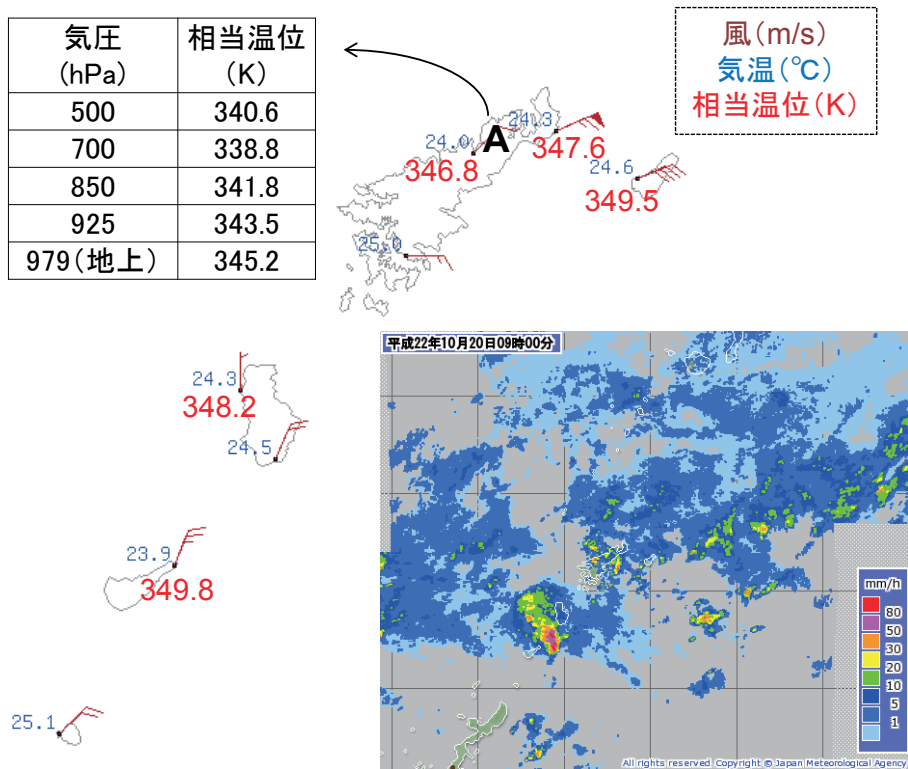




第8図 4 豪雨事例の 500hPa 気象庁天気図(上段)及び GSM による 925hPa の相当温位・風と気象衛星 IR 画像(下段)相当温位の等値線間隔 3K 毎, ハッチは 345K 以上.



第9図 4 豪雨事例の豪雨系発現中または直前の名瀬高層観測によるホドグラフ  
 青のベクトルは高度0～6km 平均風速，赤のベクトルは0～6km シアであり，両者は第6.1.2項で定義する。



第10図 奄美豪雨 2010年10月20日9時のアメダス，地上・航空気象観測による地上の風・気温・相当温位  
 表は同時刻の名瀬高層観測（地図上のA点）による相当温位．右下は同時刻のレーダー5分毎降水強度分布図．  
 相当温位はいずれも Bolton 式を用いた。



東の風で、標高 295m の本茶峠地上よりも相当温位  $\theta_e$  が高かった。さらに、高層観測は地上から 700hPa までの層で  $\partial\theta_e/\partial z < 0$  の対流不安定である。

このように、総観場で見れば奄美地方付近が傾圧帯で、風向は地表付近で東よりで高度とともに時計回りに変化するにも関わらず、地上から対流圏中層にかけて  $\partial\theta_e/\partial z \leq 0$  であること、つまり地表付近で東海上から流入する気流が寒気層を意味しないことはいずれの豪雨も共通する。

### 3.3 メソ客観解析による指標

豪雨の指標として、加藤 (2012) が示した高度 500m の相当温位と水蒸気フラックス、及び静的安定度の一般的指標である CAPE の 3 指標について、豪雨系を形成した頃の特徴を調べた。奄美豪雨の例を第 11 図に示す。4 豪雨をまとめた結果は次の通り。

#### ① 高度 500m 相当温位

4 事例の豪雨域である奄美大島付近では 342 ~ 348K の範囲であった。奄美豪雨、大島北部豪雨では南北方向の水平傾度が大きく、奄美地方南部や沖縄本島付近に 352K 以上が見られた。

#### ② 高度 500m 水蒸気フラックス

4 豪雨とも、豪雨域の風上にあたる東側で大きく、豪雨域付近はメソスケールの収束域であった。風上の極大値はおよそ  $250 \sim 350 \text{m}^{-2}\text{s}^{-1}$  であった。

#### ③ CAPE

豪雨発生域付近の値は、最も小さい奄美豪雨で 500 前後、最も大きい大島南部豪雨で 1600 ~ 2000 と幅が大きかった。いずれも、水平傾度が大きく、豪雨域の中層風上にあたる南ないし西側 200km 以内に 2000 以上の領域が見られた。

なお、沖永良部集中豪雨では、高度 500m 水蒸気フラックスの極大が風上でなく豪雨域を含む範囲であったことを除いて、上記 4 豪雨と同様の特徴が見られた。

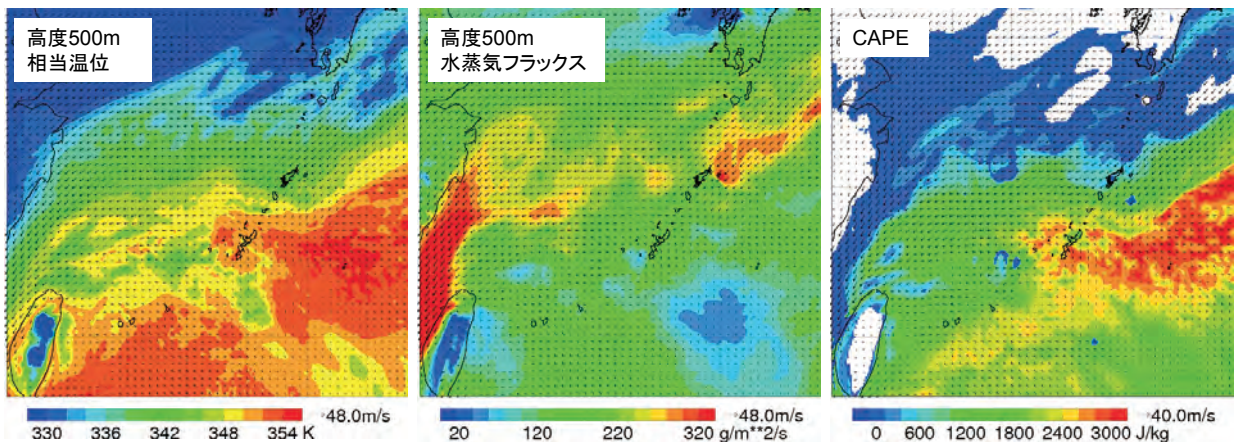
いずれの指標も奄美付近で水平傾度が大きな分布であった。大雨域近傍では不安定が解消され中立に近い状態が持続する場合があること、細かな分布はメソ天気系の予報に左右されることから、事前のポテンシャル把握には広範囲を眺める必要がある。同じ理由で、1 地点の高層観測から判断するより、数値モデルの予報値または初期値をメソ現象の予測不確定性を考慮しつつ利用することが有効と考えられる。

## 4. 文献レビュー

本章では、前章までに実況経過を報告した豪雨、及びそれに関連する文献をレビューする。

### 4.1 奄美豪雨に関する調査

2010 年奄美豪雨に関しては、多くの調査がなされている。鈴木 (2011)、用具 (2011, 2012)、木下・吉田 (2011) 等により総観場の解析やメソ客観解析による豪雨発生環境に関する報告がな



第 11 図 奄美豪雨 2010 年 10 月 20 日 03 時のメソ客観解析による高度 500m 相当温位 (左)、水蒸気フラックス (中) 及び CAPE (右)

されているが、ここでは豪雨のメソ構造と、豪雨の要因として重要な下層の高相当温位気塊の起源に関する論文をレビューする。

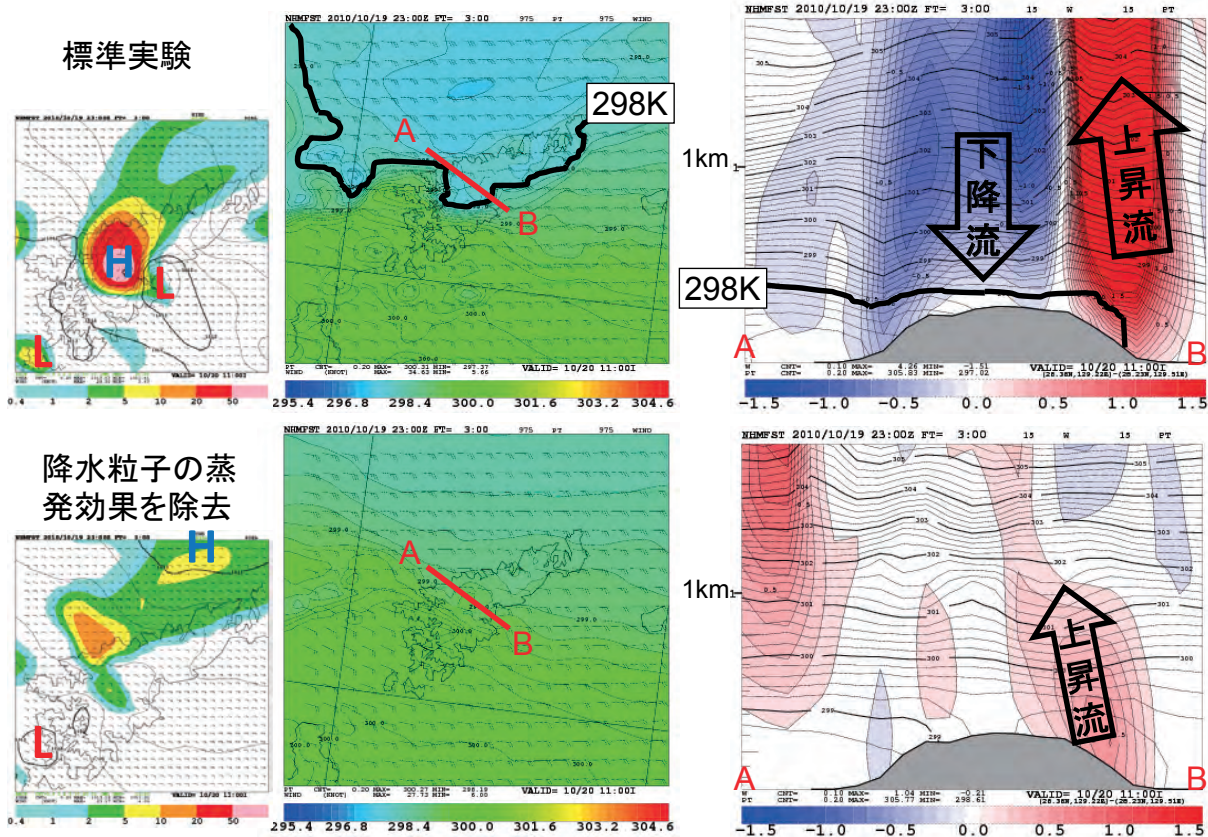
早稲田・下村 (2011) は、2km メッシュの DVD-NHM (気象庁数値予報課から全国官署に配布された PC 用モデル。以下「2km-NHM」と書く) を用いて豪雨を再現した。その一方で、降水粒子の蒸発効果を除去した実験では豪雨が再現しなかったことから、地表付近の温度低下の効果は 1K 程度であっても蒸発による気塊の冷却、冷氣外出流が豪雨の維持に必要であったことを示した (第 12 図)。また、彼らは奄美大島を標高=0とした実験を行い、豪雨が維持されることを確認している。ただし、この実験では奄美大島の地表粗度を陸上の値のまま変更していない。一方、津口・加藤 (2011)、津口 (2011a, 2011b) の 1km-NHM による奄美大島を地表粗度も含めて海に変えた実験では、第 13 図に引用するように、奄美大島

上では降水量が小さくなった。以上から、奄美豪雨の奄美大島付近における停滞は、山岳上昇は必須でないかもしれないが、海陸の地表粗度の差など地形の影響を受けている可能性がある。このことは、本稿の対象とした沖永良部集中豪雨を含む 5 つの豪雨とも島嶼付近で発生したことから推測される。

また、津口 (2011a, 2011b) は、メソ客観解析データを用いて、下層の北寄り成分を持つ東風により暖湿気塊が補給されたこと、その起源を紀伊半島沖から追跡することで、暖かい海面上で顕熱と水蒸気の補給を受けて変質したものであることを示した。

#### 4.2 関連する奄美地方の大雨に関する調査

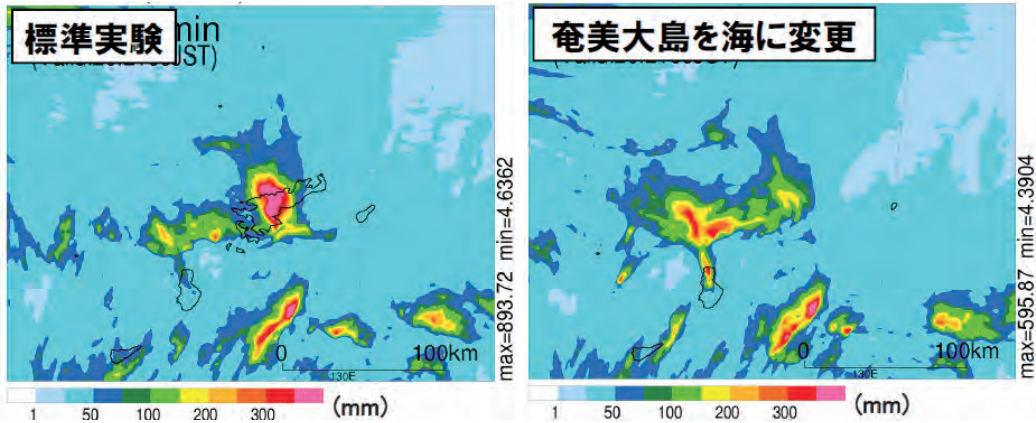
榎本ほか (2012) は、名瀬ウィンドプロファイラ (以下「WPR」) で、奄美地方北部の下層主風向が南東 (地表で東より) の暖気移流場における



第 12 図 早稲田・下村 (2011) による初期時刻 2010 年 10 月 20 日 8 時、予報時間 180 分の 2km-NHM の結果

上段は標準実験、下段は降水粒子の蒸発効果を除去した実験。それぞれ、左パネルは地上の 1 時間降水量、海面気圧および風、中央パネルは 975hPa 面の温位と風。右パネルは中央パネルの A-B 線の鉛直断面で、温位 (等値線) と鉛直流 w (ペイント)。





第 13 図 津口 (2011b) による, JMA-NHM により再現された 2010 年 10 月 20 日 21 時までの 12 時間積算降水量分布 (左) 標準実験, (右) 奄美大島を海にした感度実験.

大雨を調査し, 奄美地方北部のいずれかの地点で警報クラスの大雨となる前に, 風向の東風成分がなくなる (風速の東西成分  $u$  が  $u < 0$  から  $u \geq 0$  に変わる) 高度が次第に上昇し, 解析雨量による 1 時間降水量 60mm 以上を観測する 1~2 時間前 (1 時間降水量の解析開始時刻からみれば 0~1 時間前) に高度 3~4km に達することを示した.

下村・増田 (2010) は, 奄美大島の陸上で解析雨量 1 時間降水量 40mm 以上を観測し, エコー形状から主観的に地形の影響で対流が発生・強化したと見られる 21 事例を対象に, 田村 (2008) による地形性降雨の条件を再検討した. その結果, 名瀬高層観測と WPR による風向は 850hPa で南~南西, 700hPa で南南西~西南西の範囲に偏る一方, 地上風向は東~南西と範囲が広いことを示した. また奄美大島において, 下層風向別に NHM 実験による対流が強まりやすい地域と, 実況で強雨となりやすい地域を示した. 後者を示す第 14 図によると, 下層風向が東よりの場合, 奄美大島の北東部も奄美大島中~南西部の太平洋岸, 中央部とも強雨が発生しうる. これは, 本稿の奄美大島の 4 豪雨で, 豪雨系が太平洋岸または北東部で形成されたことと矛盾しない.

### 5. NHM シミュレーションによる豪雨系のメソ構造と移動メカニズムに関する考察

本章では, 第 3 章までに見てきた各事例のうち, 奄美豪雨について, 構造を作る環境要因を移動メカニズムと調べるため, NHM シミュレーション



第 14 図 下村・増田 (2010) より, 奄美大島における下層風向別に強雨となりやすい地域.

を行い, 表現された豪雨を起こす系の構造について述べる. また, NHM から得た解釈を実際の豪雨系の参考とすることの妥当性についても考察した.

#### 5.1 NHM シミュレーション

早稲田・下村 (2011) の研究では論文に未掲載であったが, 奄美豪雨について 2010 年 10 月 19~20 日の間の 5 時刻を初期値として 2km-NHM を用いてシミュレーションを行った. また我々は, 大島北部豪雨と大島南部豪雨のそれぞれ 1 初期時刻について, 2km-NHM を用いたシミュレーションを行った. これら 7 例のシミュレーションの中で, 「豪雨系」に類似した 10~30km スケールの移動速度が小さい豪雨域を表現したのは, 奄美豪雨の 2 初期時刻だけであった. そのうち 1 例は初期時刻 19 日 20 時のもので, 実況で豪雨系が形成



される前に NHM は奄美大島の北西海上に豪雨域を表現した。もう1例は20日8時を初期時刻として、実況に近い奄美大島南部の豪雨域を表現した第12図に引用したシミュレーションであり、その結果をあらためて解析した。

第15図に、初期時刻から予報時間180分までの地上と700hPaの結果を示す。なお、初期値は5km-NHMから引き継いだものである。初期時刻からいずれの予報時間も共通な特徴は次の通り。

- ① 西南西進する10分間降水量20mm以上の強い降水域
- ② 強い降水域に対して下層風上(南東)にややずれた700hPaの上昇流域
- ③ 地上、700hPaとも700hPa上昇流域の南東～東側にあたる太平洋岸に位置するメソ低気圧
- ④ 700hPaで上昇流域を挟んでメソ低気圧の反対側に位置するメソ高気圧

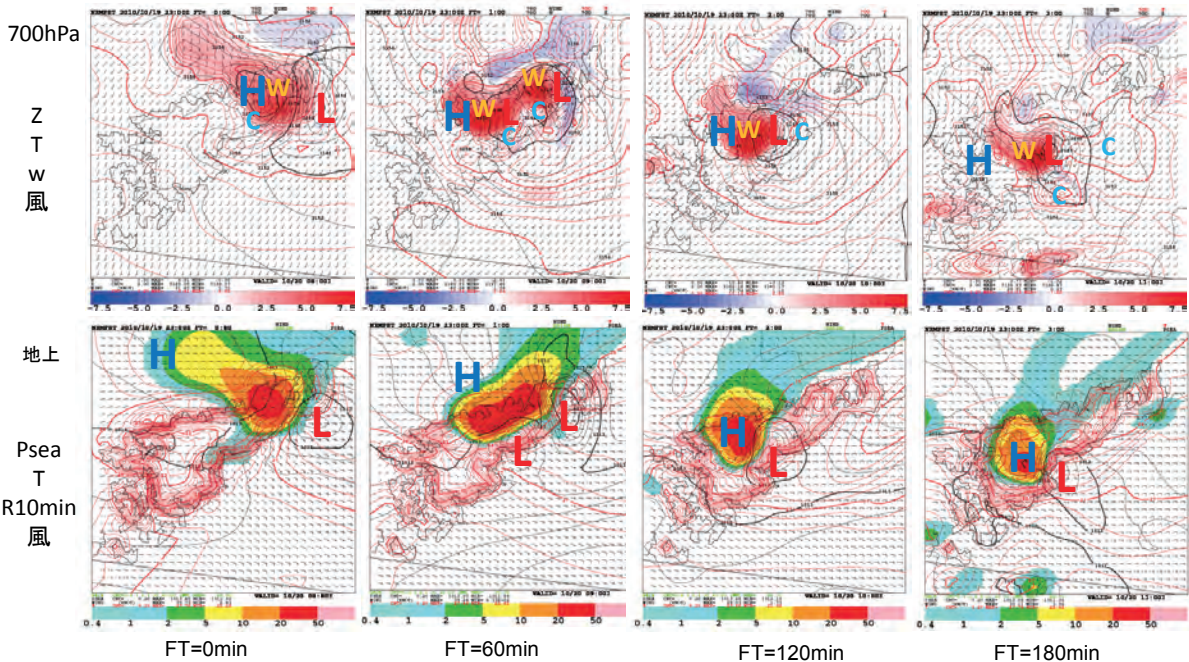
次に、予報時間120分における各気圧面の結果を第16図に示す。特徴は、

- ① メソ低気圧の中心は地上から500hPaまで太

平洋岸のほとんど同じ位置にある。

- ② 地上と975hPaに見られるメソ高気圧は低温であり、降水の蒸発による冷却に起因すると考えられる。このメソ高気圧付近と低気圧の間は北よりの風向となり、メソ低気圧とその南西側で環境の東風との収束を強め、ここが上昇流の起点となっている。
- ③ 上昇流の中心は850hPaから500hPaにかけて高度とともに北西にずれており、850hPaから700hPaにかけてはその北側の下降流と対をなす。
- ④ 850hPaから500hPaにかけて、上昇流を挟んでメソ低気圧の反対側にメソ高気圧が見られる。各高度のメソ高気圧-上昇流中心-メソ低気圧の配置方角は、850hPaの西南西-東北東から500hPaの西北西-東南東へと高度とともに時計回りに変化している。

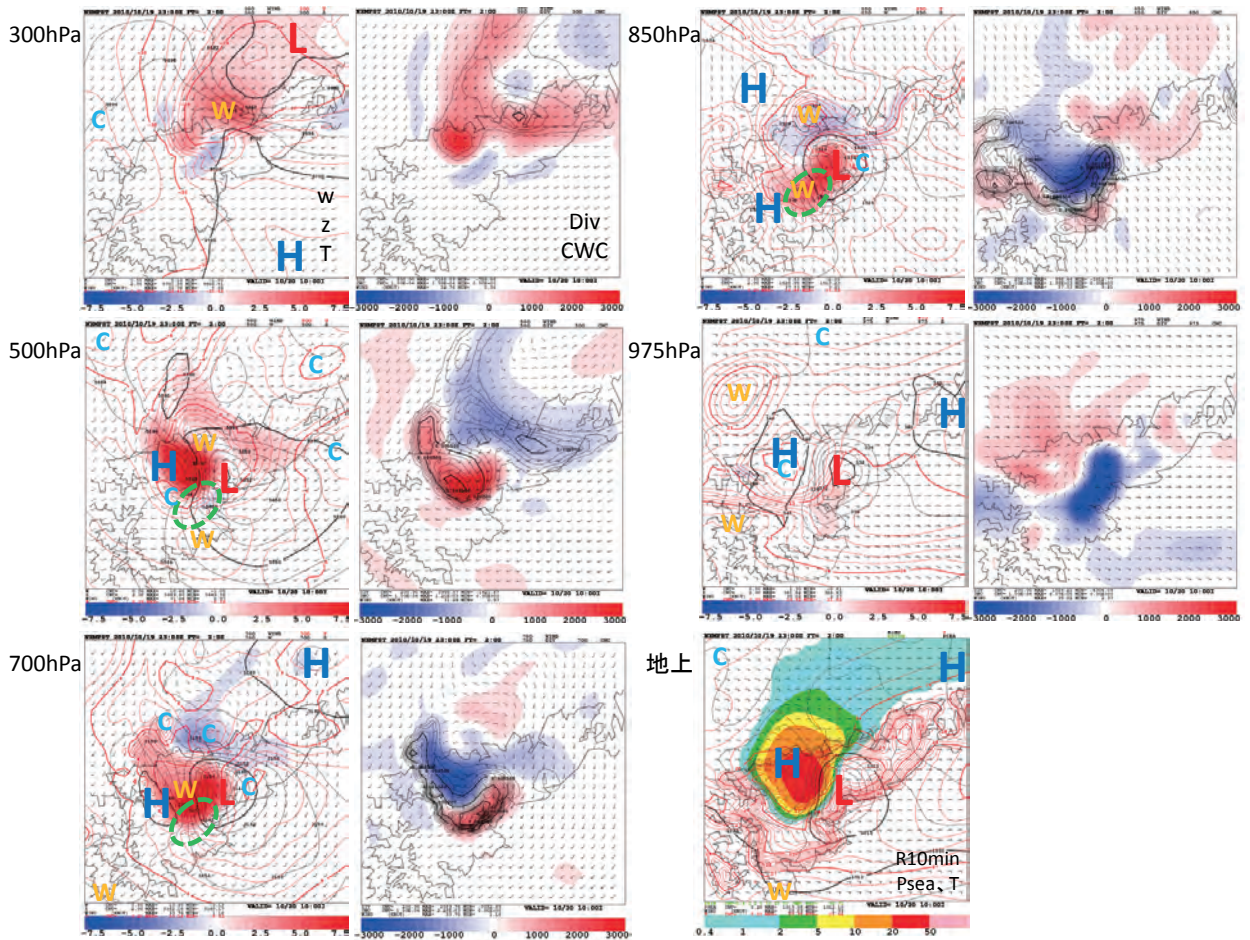
奄美豪雨で豪雨域を表現した2初期時刻のシミュレーションに共通することは、親モデルの5km-NHMから引き継いだ初期値から豪雨域を表



第15図 奄美豪雨2010年10月20日8時を初期時刻とする2km-NHMの初期時刻から予報時間180分までの60分毎の結果

上段は700hPa面の高度(黒の2m毎等値線)、気温(赤の0.2℃毎等値線)、鉛直風w(ペイント)、水平風(knot単位の矢羽根)。下段は地上の海面気圧(黒の0.2hPa毎等値線)、気温(赤の0.2℃毎等値線)、前10分間降水量(ペイント、ただしFT=0のパネルはFT=0～10分の降水量)、風。「H」・「L」の文字は高圧部・低圧部、「W」・「C」は高温域・低温域を示す。



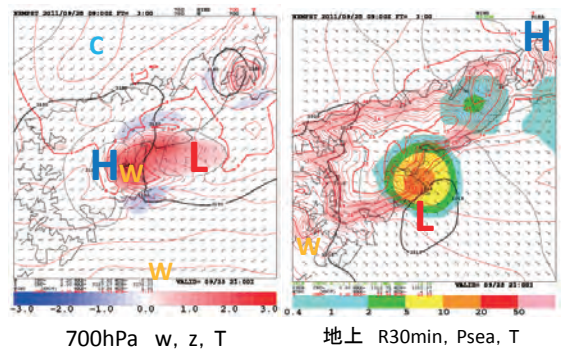


第16図 第15図と同じシミュレーションの予報時間120分における各気圧面の結果  
 各気圧面の左側のパネルは第15図の700hPa面と同じ要素。右側のパネルは雲水・雲水量( $1 \times 10^{-4} \text{kg/kg}$  毎等値線)、  
 発散(ペイント)。500hPa, 700hPa, 850hPaのそれぞれ左パネル中に緑破線で描いた領域については本文参照。

現しており、その豪雨域は対流圏中・下層にメソ  
 低気圧とメソ高気圧の対を伴っていたことであ  
 る。

また、大島北部豪雨時の初期時刻2011年9月  
 25日18時の2km-NHMシミュレーションでは、  
 南東海上から奄美大島に達した降水域はあまり  
 発達せず北北西に移動を続け、豪雨域の形成に  
 至らなかった。しかし、第17図に示すとおり、  
 700hPa面に上昇流域を挟んだメソ低気圧とメソ  
 高気圧の対が表現された。

なお、初期時刻2010年10月20日8時と2011  
 年9月25日18時の2例については、メッシュ間  
 隔を1kmに変更したNHMシミュレーションも  
 行ったが、概ね上述の2kmメッシュと同様の結  
 果となった。



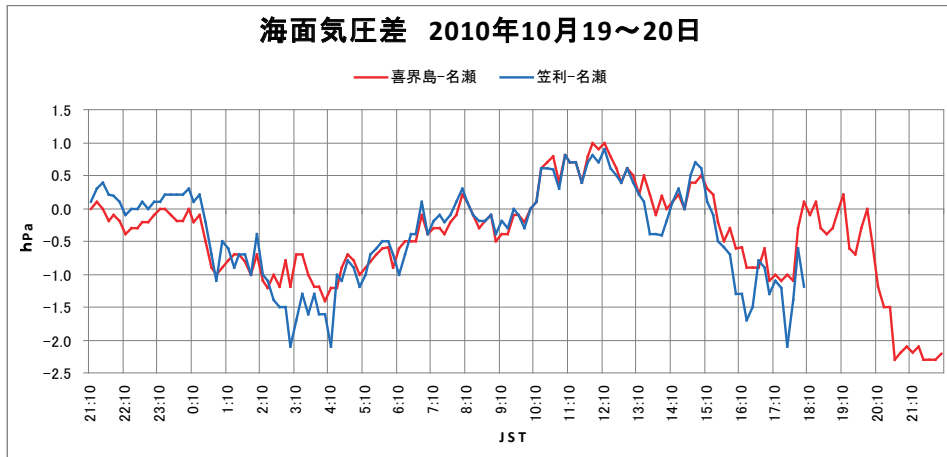
第17図 大島北部豪雨2011年9月25日18時を初  
 期時刻とする2km-NHMの予報時間240分の  
 700hPa(左)と地上(右)の結果  
 要素、表示間隔は第15図と同じ。ただし、右パネ  
 ルのペイントは前30分間降水量。

### 5.2 実況データによるメソ低気圧の例証

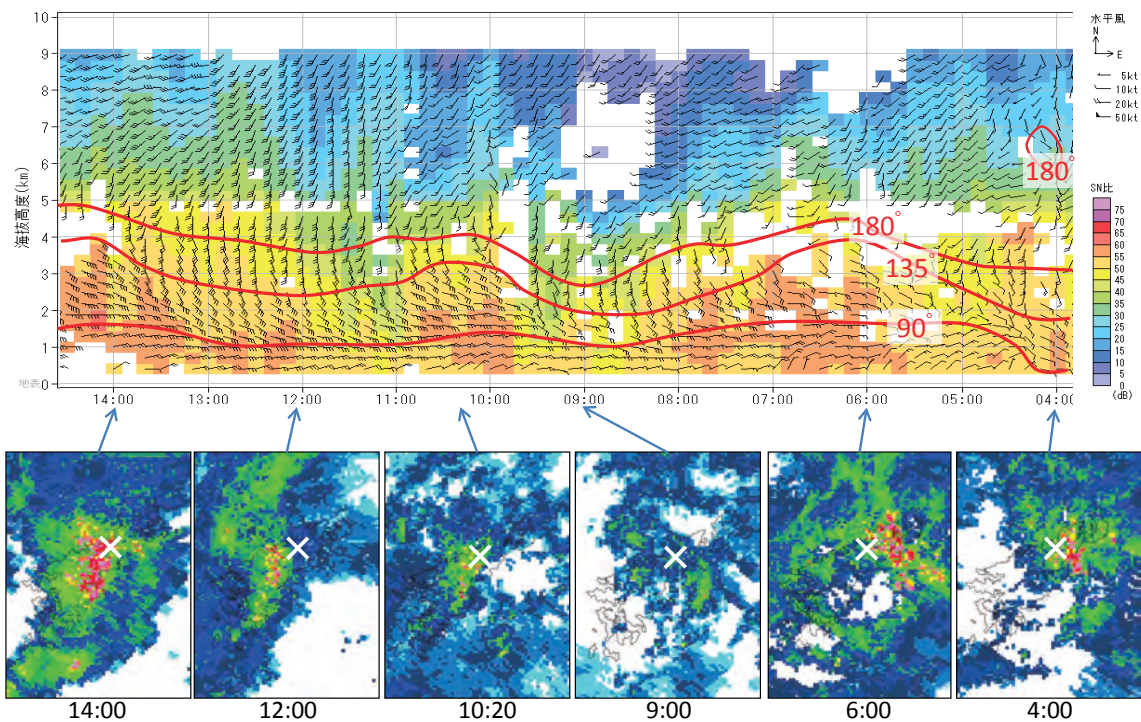
奄美豪雨では、20日夕方からレーダーによる降水域が全体に反時計回りに回転するようになり、メソ低気圧の存在が明らかとなった。しかし、レーダーで見た降水域に回転センスがなかった20日未明から昼過ぎにかけても、メソ低気圧の存在が推測されることを地上とWPRの実況で示す。

地上実況による喜界島一名瀬、及び笠利一名瀬の海面気圧差の時系列を第18図に示す。奄美大島北東部の笠利付近で豪雨系が形成され始めた3～4時頃に笠利の気圧は名瀬と喜界島より低下した。その後、豪雨系の西南西進（後述）に従い、気圧は相対的に笠利で上昇、名瀬で下降した。

第19図に奄美豪雨時の名瀬WPRとレーダー5分毎降水強度の経過を示す。レーダーによると、



第18図 地上・航空気象観測による、2010年10月19日夜から20日にかけての10分毎の海面気圧差  
赤線は喜界島一名瀬、青線は笠利一名瀬。



第19図 奄美豪雨2010年10月20日の名瀬WPRの10分毎経過（上段）と、レーダー5分毎降水強度の経過（下段）  
上段の赤線は風向90°（東）、135°（南東）180°（南）の等風向線。ペイントはS/N比。下段各パネルで白の「×」印は名瀬WPRの位置。



3時30分頃、奄美大島北東部に形成された豪雨系は6時頃から12時頃の間、太平洋沿岸を南端として西南西しながら、一旦弱まり散在するマルチセルに戻った後、再び強化した。この時間帯の系の移動方向は第5.1節のNHMの結果と一致する。名瀬WPRの経過を見ると、 $135^\circ$ や $180^\circ$ の等風向線の高度が時間とともに上下振した。6時から9時にかけての高度下降は系のレーダー降水強度の弱まりに対応し、10時頃の高度状況はレーダー降水強度がやや強まったことと系の中心が名瀬の南を通過したことと対応するように見える。その後、系は停滞し、14時頃にかけて強度、水平スケールとも大きくなった。このことがこの頃の風向 $135^\circ$ 線の高度上昇に対応している可能性がある。このように下～中層の等風速線の高度変化は、対流系に伴うメソ低気圧の位置と強度の変化に対応している可能性がある。(ただし、等風速線の上昇は同時刻のS/N比の上昇と対応しており、WPR付近の対流強化→下～中層の対流混合→下層の東風成分を持つ運動量の鉛直混合といった、より小スケールの現象として説明できる可能性もある。)

### 5.3 メソ構造と移動メカニズムに関する考察

#### 5.3.1 鉛直シアの役割

Markowski and Richardson (2010) (以下「M&R」と記す)によるメソ気象に関する知見に基づき、環境の鉛直シアとメソ対流系の関係を概観する。第20図に引用した数値シミュレーションが示すように、鉛直シアが無い環境においては強雨に伴う下降流と冷気外出流が上昇流を終息させる。一方、鉛直シアがある環境においては、強雨と上昇流域の位置が異なる構造となり、対流系が長時間維持可能となる。このように鉛直シアは対流系の維持に重要な役割を果たす。

第5.1節の奄美豪雨のNHMシミュレーションでも類似した上昇流が傾いた構造が表現されている。他の調査対象とした豪雨でも、大きな鉛直シアが対流系の維持に重要な役割を果たしていると考えられる。

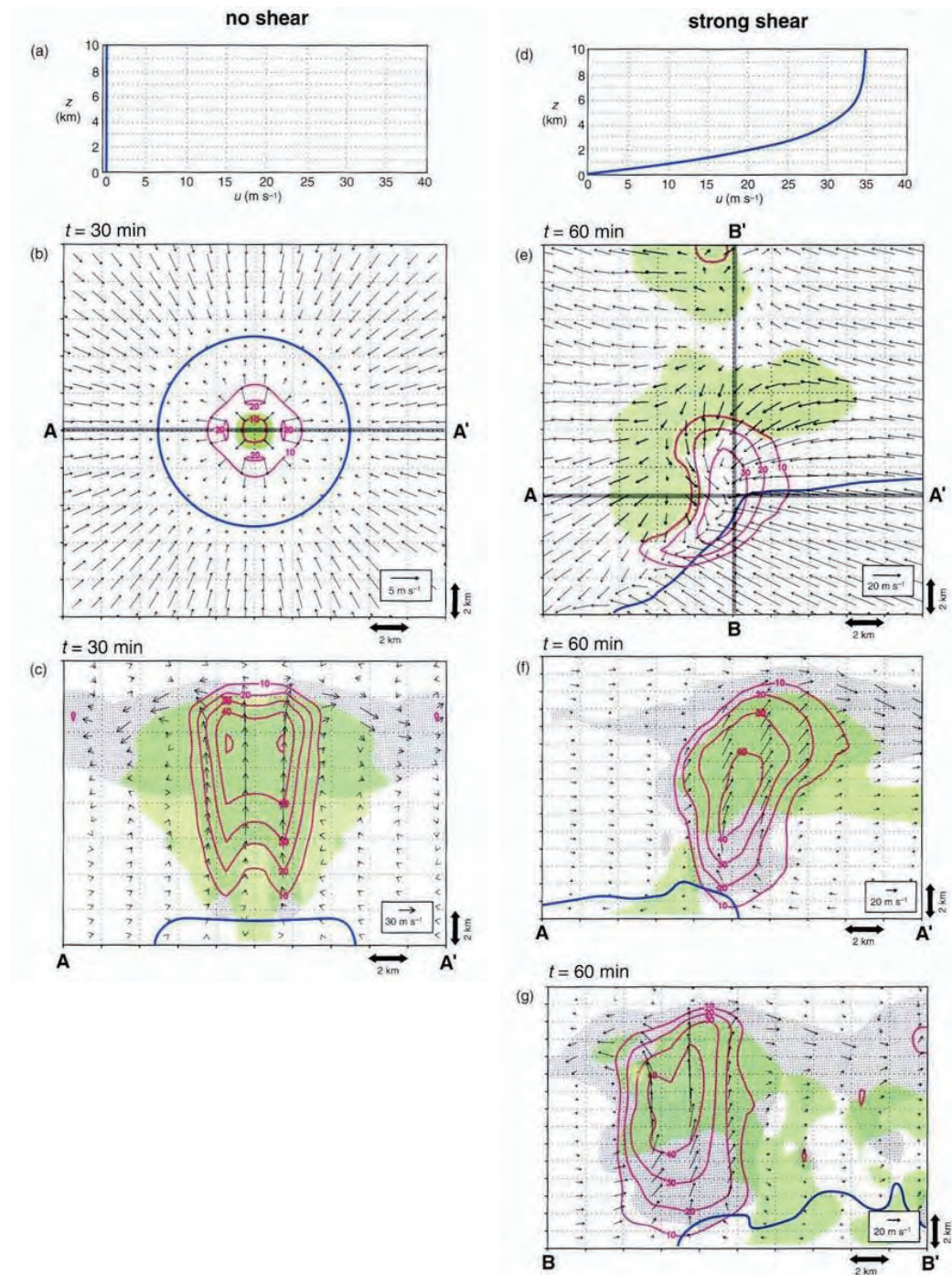
#### 5.3.2 鉛直シアと対流系の型

M & R から、高度0km付近と6km付近の鉛直シアの大きさに応じて出現しやすい対流系の型を第21図に引用した。これによれば、鉛直シアが小さい場合はシングルセル、8 m/s くらいから20m/s 強でマルチセル、マルチセルとクロスオーバーがあるがおよそ18m/s 以上でスーパーセルが現れる可能性があるとされている。

第22図に引用するように瀬古(2010)は、マルチセルの一つの型である線状降水系を3つの型に分類し、各型が出現しやすい環境の下層・中層の風向差を示した。

- ①下層インフローと中層風が逆向きの場合：スコールライン型
- ②下層インフローと中層風の風向がほぼ一致する場合：対流セルの移動の逆方向に新たな対流セルが発生するバックビルディング型
- ③下層インフローと中層風が直交に近い場合：対流セルの移動方向(概ね下～中層の平均風)の逆方向とともに下層インフローの上流側に新たな対流セルが発生するバックアンドサイドビルディング型

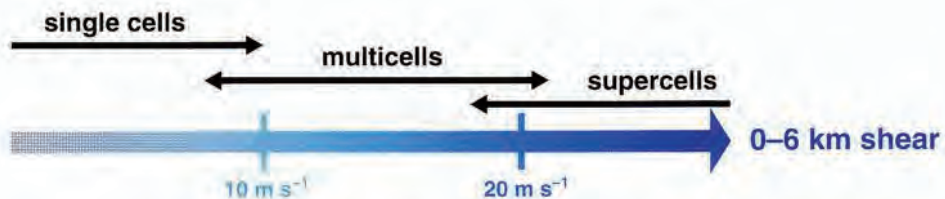
第2.2節で述べたレーダー経過から、豪雨系を形成した4豪雨については、豪雨系形成前の「散在するマルチセル」はバックビルディング型またはバックアンドサイドビルディング型である。「豪雨系」は大きな降水強度が密集分布しているため、新たなセルの発生が認識できないことも多かった。しかし、豪雨系は密集したマルチセルと見られ、また、その外側で新たなセルの発生、強化が認められることがあった。現在のところ、豪雨系の内部は十分緻密な解析ができていないが、豪雨系の下層の風上端で新たなセルが特に密集して発生する「バックアンドサイドビルディング型」である可能性がある。これは、4豪雨とも、地上～925hPaの風向は東より、700～600hPaは南よりで両者が直交に近く、瀬古による線状降水系の分類ではバックアンドサイドビルディング型が現れやすい環境であることに矛盾しない。



第20図 M & Rより引用した(左)鉛直シアなしと(右)大きな鉛直シアの環境でのストームの数値シミュレーションの比較

(a) 鉛直シアなしシミュレーションにおける風の東西成分  $u$  の鉛直プロファイル (ストーム発生前の  $v=0$ )。 (b) FT=30分における, ストームを中心とする高度0.2kmの水平風ベクトル (ストームは停滞しているためストーム相対風でもある), 高度4.2kmの鉛直速度 (マジエンダ;  $10\text{ms}^{-1}$ 以上  $10\text{ms}^{-1}$ 間隔), 高度1.0kmの雨水分布 (緑の影;  $>2\text{g kg}^{-1}$ ), 高度0.2kmのガストフロント ( $-0.2\text{K}$ 温位摂動を青線)を示す。 (c) (b)のA-A'の鉛直断面図, 断面図内のストームに相対的な風ベクトル, 雲の場 (灰色の影; 雲氷, 雲水分布  $>1\text{g kg}^{-1}$ ), 大きな降水粒子 (緑の影; 雨水+霰+雪  $>2\text{g kg}^{-1}$ ) 鉛直速度 (マジエンダ;  $10\text{ms}^{-1}$ 以上  $10\text{ms}^{-1}$ 間隔), ガストフロント ( $-0.2\text{K}$ 温位摂動を青線)を示す。 (d)は(a)と同じ。ただし, 大きな鉛直シアのシミュレーション (ストーム発生前の  $v$ 風成分=0)。 (e)は(b)と同じ。ただし, 大きな鉛直シアの環境に関するシミュレーションでFT=60分。 (f)と(g)は(c)と同様で, A-A', B-B'の断面 (断面の位置については(e)参照)。





■ シングルセル

ガストフロントは、少なくともどのような組織化手法でも新しいセルを開始できない。対流は短寿命。

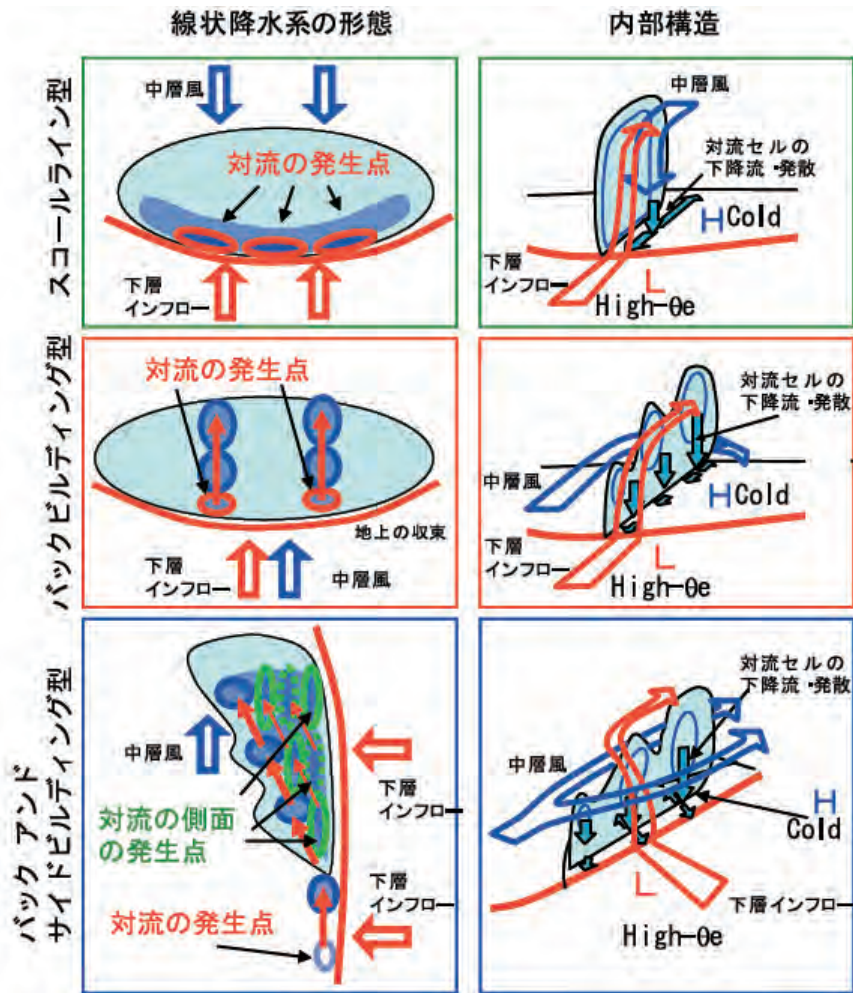
■ マルチセル

ガストフロントが新しいセルを繰り返し開始する（大雑把に直線的なホドグラフを持つ一様な環境中では、ダウンシアの側面が選ばれる）。系の伝播はガストフロントによる持ち上げに駆動される。

■ スーパーセル

上昇流は準定常たりうる。伝播は、ガストフロントによる持ち上げよりも、深い層にわたって広がる鉛直気圧勾配に支配される。

第21図 M & R より、0 ~ 6km シアに応じて現れやすい対流系の型



第22図 瀬古 (2010) による線状降水帯の3つの型の降水系の形態と内部構造の模式図

左側の図は対流セルの様子。丸は対流セルを表し、赤い矢印は対流セルの移動を示す。右側の図は降水系の内部構造である。赤と青の太い矢印は下層インフローと中層風を示し、青い矢印は対流セルの下降流と発散する気流。



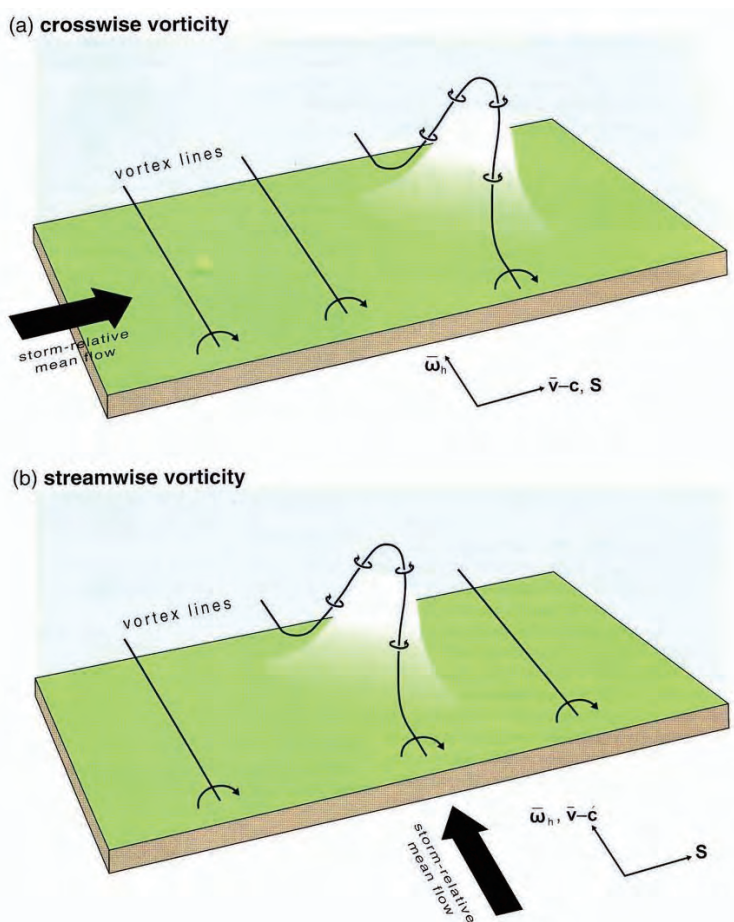
### 5.3.3 NHM で表現された豪雨域の構造と移動メカニズムに関する考察

第 5.1 節で述べた NHM シミュレーションの結果から、豪雨域の構造と移動メカニズムについて考察する。

対流系の維持・移動メカニズムに関して、マルチセルは、降水の蒸発に起因する冷氣外出流によるガストフロントが重要な役割を果たす。このことは奄美豪雨について、早稲田・下村 (2011) の研究 (第 12 図) で示されているところである。第 16 図で見たとおり、NHM では 975hPa や地表

の収束はメソ低気圧とその南西側で大きく、ここが上昇流の起点と表現された。

ここで、環境風の鉛直プロファイルの寄与が重要とされるスーパーセルの移動メカニズムを M&R より概観する。大きな鉛直シアを伴う環境に上昇流を置く。第 23 図は、鉛直シアにより生成される水平軸を持つ渦が上昇流により持ち上げられ、鉛直軸を持つ渦の対に変わる様子を示している。これは渦の回転方向に関わらず渦内で上昇流を発達させる効果があり、(a) のようにストーム相対平均風と鉛直シアベクトルのなす角度が小さい場



第 23 図 M & R より、鉛直シアが大きい（水平軸を持つ渦度が大きい）環境において、上昇流の 2 つの肩で水平面上の反時計回り回転と時計回り回転（渦度鉛直成分  $\zeta'$  の正・負）の対が形成されることを示す模式図

上昇流でできた等温位の丘に沿って環境の水平軸を持つ渦度が立上ることによる。上昇流の丘を挟んで、環境の渦度ベクトルの始点側で  $\zeta' > 0$ 、終点側で  $\zeta' < 0$ 。環境の鉛直シアベクトルから見れば右側で  $\zeta' > 0$ ・左側で  $\zeta' < 0$  が形成される。(a) (環境のホドグラフが直線状の場合に対応) 流れに直行した水平軸をもつ渦度が等温位の丘で立上げられる場合は鉛直風の摂動  $w'$  と  $\zeta'$  に相関は生じない。(b) (環境のホドグラフが高度とともに時計回りの曲線状の場合に対応) 流れの向きと一致する水平軸を持つ渦度が等温位の丘で立上げられる場合は、 $w'$  と  $\zeta'$  の相関が大きくなる。

両パネルの下にある細い矢印は、環境の水平風による深い層にわたる  $\overline{\omega}_h$  : 渦度ベクトル,  $\mathbf{S}$  : 鉛直シアベクトル,  $\overline{\mathbf{v}} - \mathbf{c}$  : ストーム相対平均風ベクトル (太い矢印も同じ) を示す。  $\overline{\omega}_h$  と  $\mathbf{S}$  は直交し、(a)・(b) で共通なものを与えている。

合（直線状ホドグラフ）は、次のセンテンスから述べる効果が小さいためスーパーセルの分裂に寄与する。また、大きな鉛直シアを伴う環境に上昇流が存在するとき、各高度面において、上昇流域に対してその高度における鉛直シアベクトルの始点側で正の気圧摂動（高圧部）、終点側で負の摂動（低圧部）の対を生成する。これは、環境の鉛直シアによる水平軸を持つ渦と、上昇流の中心部と周辺部の上昇速度の差による水平軸を持つ渦の効果による。第 24 図で示すように、鉛直シアベクトルの向きが高度とともに変化する場合、高度により気圧摂動の配置が変わり、相対的に下層が正の気圧摂動、上層が負の気圧摂動にあたる場所で上向き鉛直気圧勾配摂動により上昇流を強める。これらの複合的效果により、時計回りの曲線状ホドグラフの環境（第 23 図 (b)、第 24 図）では、系を移流させようとする対流圏の深い層にわたる平均風ベクトルに対し、上昇流域の伝播は鉛直シアベクトルの右方向に向かい、その結果、スーパーセルは両効果の和の方向に移動する傾向を持つ。

奄美豪雨の NHM シミュレーション（第 16 図）では 850hPa から 500hPa のメソ高気圧-上昇流中心-メソ低気圧の配置が高度とともに時計回りに変わった。各層の配置は大まかにみれば、高層実況ホドグラフ（第 9 図の奄美豪雨）を平滑化してなぞった各層の鉛直シアベクトルの方向に近く、第 24 図の各層の鉛直シアと H-上昇流-L の配置の対応に一致する。ただし、第 16 図は、上昇流が直立せず高度とともに北西に傾き、メソ低気圧の位置がほぼ直立していることが第 24 図と異なる。そこで、850hPa と 500hPa の高度分布から鉛直気圧勾配を推定する。第 16 図 500 ~ 850hPa のそれぞれ左パネルでメソ低気圧の南西側にあたる緑破線の領域では、850hPa では相対的に高高度（高圧）、500hPa では相対的に低高度（低圧）であり、上向きの鉛直気圧勾配が大きいと見られる。両気圧面で挟まれた 700hPa で見れば、この領域は現在の上昇流の中心より南ないし南南西にずれている。

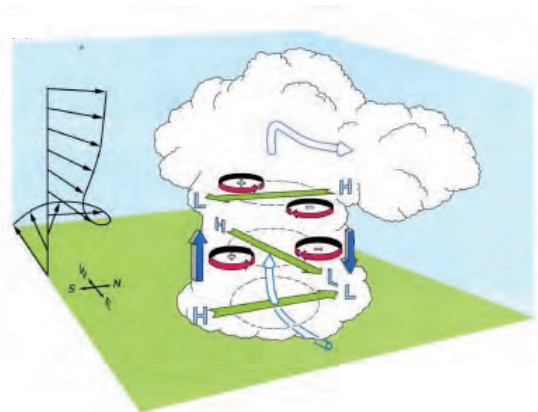
以上から我々は、NHM が強雨を伴うメソ天気系を西南西にゆっくり移動させた要因について、

次のように推測した。

- ① 系を移流させようとする対流圏の深い層にわたる平均風を、名瀬高層実況（第 9 図の奄美豪雨）0 ~ 6km 平均風で代表させると、系の移流は北ないし北北西を指向。
- ② 現在の上昇流の南ないし南南西側（直立したメソ低気圧の南西側）では大きい地表付近の収束と、その上空の上向きの鉛直気圧勾配が系に相対的に上昇流を南ないし南南西に伝播させる。
- ③ ①と②のベクトル和として、系は西南西にゆっくり移動。なお、実況の系も西南西進した。

#### 5.3.4 NHM で表現された豪雨域の構造等を実際の豪雨系の参考にすることの妥当性

ここで、2km-NHM では、密集したマルチセルと見られる豪雨系内部の微細構造を表現するには解像度が不足していることに留意が必要である（1km-NHM も同様）。今まで行った 2km-NHM では、初期時刻から豪雨域を表現していた場合のみ豪雨を維持した原因の一つは、水平解像度の不足と考えられる。第 2.2 節のレーダー実況経過で見られた、散在するマルチセルから豪雨系への進展を表現することは困難と考えられる。

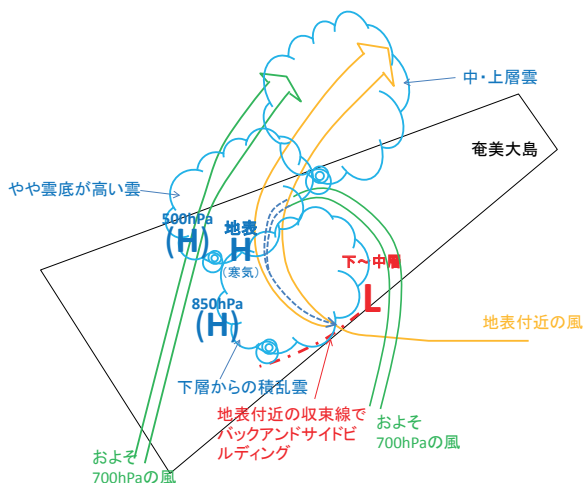


第 24 図 M & R より、環境のホドグラフが時計回り曲線の場合のスーパーセルの模式図

3つの各高度面において「H」、「L」は正の気圧摂動（高圧部）と負の摂動（低圧部）、緑矢印は鉛直シアベクトルの向きを示す。青矢印は、上・下の気圧摂動の組に対応した鉛直気圧傾度摂動により生ずる上昇流、下降流を示す。

しかし、我々は2km-NHMで表現された10kmスケールの構造から、第5.3.3項で考察した豪雨域の維持と移動のメカニズムを現実の豪雨系の参考にすることが、次の3点から無意味ではないと考える。

- ① 第6図、第7図で1分毎降水強度の短周期変動の極小値がかなり大きな値であることなどから、豪雨系内部がマルチセルであるとしても非常に密集している。このため、系内部の個々のセルスケールで変動する鉛直流の分布よりも、系全体のスケールでみた平均的な鉛直流の大きさと広がりが必要をもつ可能性がある（他の物理量も同様）。
- ② 初期値から水平スケール～10kmの上昇流、メソ低気圧、高気圧などの構造を伴った豪雨域が存在したケースのみ豪雨域を表現、維持できたことは、そうした構造が豪雨の維持に適していることを示すと考える。
- ③ 第24図はスーパーセルの概念図とされるが、理論の前提は、高度とともに向きが変化する大きい鉛直シアの環境と、その中に置いたある程度のスケールを有する上昇流である。この前提に当てはまれば、スーパーセルに至らなくても程度の差はあれ同様の力学が働くこ



第25図 主に第16図のNHMシミュレーション結果から推測した奄美豪雨の構造の概略図  
 地表と700hPa付近を起源とする気流を矢印付きの線で示す。幅が広いほど高度が高いことを示し、系の移動速度が小さいため実際の風の流れでもあり系に相対的な流れでもある。

とが考えられる。

第5章の最後に、主に第16図のNHMの結果から推測した奄美豪雨の構造の概略図を第25図に示す。検証はこれからであり、このような豪雨の構造について今後、名瀬レーダーのドップラー化により解明が進むことを期待する。

## 6. 豪雨の予測手法

本章では、前章までの結果と考察に基づき、予報現業での利用を念頭に、豪雨のポテンシャル予測手法と、実況監視により警報等を発表するための直前予測手法について、提案する。

### 6.1 ポテンシャル予測

10km以上の水平スケールを持つ豪雨系が発現する環境のポテンシャルをまとめる。

#### 6.1.1 地上、MSMによる豪雨系発生の必要条件

地上・高層観測、メソ客観解析から見た4豪雨の環境について第3.2節、第3.3節で調べた。そこから、奄美大島における豪雨系形成の必要条件の観点から、4豪雨の共通点または下限値をまとめる。

- ① 相当温位の鉛直プロファイル：地上から中層にかけて対流不安定または中立 ( $\partial\theta_e/\partial z \leq 0$ )。
- ② 高度500m相当温位：豪雨発生域付近で342K以上。
- ③ CAPE：豪雨域の中層風上200km以内に2000を超える領域がある。なお、豪雨域付近では奄美豪雨ではメソ客観解析で500前後、名瀬高層実況でも中立成層に近い状態であった。ある程度の対流降水が断続的に繰り返して中立成層に近い状態になった後、豪雨が始まることもあるので、豪雨域近傍の予想値や1地点の高層実況だけを見るのは不十分である。
- ④ 風の鉛直プロファイル：地表付近の風向東よりである程度の風速。風向は高度とともに時計回りに変わり、対流圏中・上層は南西～西より。
- ⑤ 0～6kmシア：19m/s以上。この値は、長径



20km 以上の豪雨系を形成した 3 豪雨直近の名瀬高層実況の下限である。長径 15km スケールの龍郷集中豪雨では豪雨直近の高層観測は 12m/s と小さかったが、その 12 時間前は 21m/s であった。

### 6.1.2 豪雨系が発生した際の移動速度

気象庁では、WPR データからストーム相対ヘリシティ SRH 算出に必要なストームの移動速度を推定する際、ID 法を用いている。ID 法は、Bunkers *et al.*(2000) が提案した経験式であり、ストームの移動を高度 0 ~ 6km の平均風と 0 ~ 6km の鉛直シアから次式により推定する。

$$\mathbf{c} = \mathbf{v}_{\text{mean}} + D \frac{\mathbf{v}_{\text{shear}} \times \mathbf{k}}{|\mathbf{v}_{\text{shear}}|}$$

ここで、

**c**: ストームの移動速度

**v<sub>mean</sub>**: 高度 0 ~ 6km の平均風 (0 ~ 6km 平均風)

**v<sub>shear</sub>**: 高度 0 ~ 6km の鉛直シア (0 ~ 6km シア)

**k**: 鉛直方向の単位ベクトル

定数 D は Bunkers *et al.*によれば 7.5m/s であるが、気象庁は観測システム運用室 (2008) の調査により 5.2m/s を用いている。

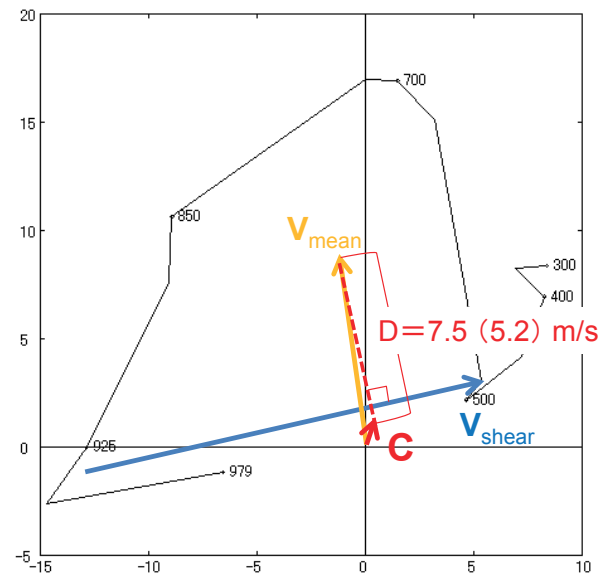
なお、名瀬高層観測への適用にあたっては、観測点の高度が 295m であるため、高層観測風データを高度 300 ~ 6000m の 100m 間隔で内挿した。**v<sub>mean</sub>**はそれらの平均を取り、**v<sub>shear</sub>**は高度 5500 ~ 6000m の平均風と高度 300 ~ 800m の平均風のベクトル差を取った。

ID 法は、鉛直シアが大きな環境で発生しうるスーパーセルの移動について、第 24 図に示したようなメカニズムに矛盾なく推定する手法であり、気象庁の SRH への適用も竜巻の予測を目的としたものである。本稿の対象としている豪雨事例は、レーダーの形状等からスーパーセルの形成は認められないと考える。しかし、第 5.3.3 項の考察からスーパーセルと同様の移動メカニズムが部分的には働いた可能性を考慮し、ID 法を調査事例に試みた。

第 26 図に、奄美豪雨時の名瀬高層観測のホド

グラフを用いて ID 法を図解した。**v<sub>mean</sub>**の終点から、**v<sub>shear</sub>**に対して直角右側の方向、距離 D の点 **c** が、系の推定移動ベクトル **c** の終点である。奄美豪雨では、**v<sub>mean</sub>**が**v<sub>shear</sub>**とほぼ直交して北～北北西を向いていたため推定移動速度 |**c**| が小さくなった。ここで、|**c**| が小さくなる条件を考える。経験的に多くの大雨事例で**v<sub>shear</sub>**は東～北東を向くことが多い。それに直交するように**v<sub>mean</sub>**が北～北西を向けば、|**c**| が小さくなりうる。そのためには、下層の東よりの風 (ベクトルの方向は西より) がある程度強く、風向が高度とともに時計回りに変化することが条件となる。

4 豪雨について、豪雨前後の名瀬高層観測データに適用した結果を第 3 表にまとめた。豪雨直近の観測から推定したストームの移動速度の大きさは Bunkers *et al.* オリジナルと気象庁で用いる ID 法とも大差はない。4 豪雨の直近の推定移動速度は 3 ~ 7m/s の範囲で、比較的小きな値となった。これは、第 9 図のとおりいずれも、0 ~ 6km 平均風ベクトル (**v<sub>mean</sub>**) が北～北西を向き 0 ~ 6km シアベクトル (**v<sub>shear</sub>**) とほぼ直交したためである。ただし、ID 法は元来スーパーセルを対象とするものであり、スーパーセルが発生しうる程度に鉛



第 26 図 Bunkers *et al.*(2000), 観測システム運用室 (2008) による高層風プロファイルからストーム移動速度の推定する ID 法を、奄美豪雨 2010 年 10 月 20 日 9 時の名瀬高層観測値にあてはめた図解例。ベクトル **v<sub>mean</sub>**, **v<sub>shear</sub>**, **c** は本文参照。

第 3 表 4 つの豪雨前後の名瀬高層観測による、0～6km シア、0～6km 平均風、ID 法による系の移動の推定値  
 太枠は豪雨系発現中または直前の観測を示し、実況の豪雨系の移動を付加した。0～6km シア風向、0～6km 平均風向はベクトルの向きとは 180° 逆であることに留意。

日時 (JST)	0～6km シア		0～6km 平均風		系の移動推定 (Bunkersオリジナル ID法、D=7.5)		系の移動推定 (本庁ID法、D=5.2)		系の移動実況 (豪雨系のピーク時)	
	シア風向 (°)	シア風速 (m/s)	風向 (°)	風速 (m/s)	移動方向 (°)	移動速度 (m/s)	移動方向 (°)	移動速度 (m/s)	移動方向	移動速度 (m/s)
奄美豪雨 2010年										
10/19 09:00	250	20	146	9	271	2	305	4		
10/19 21:00	246	13	183	6	97	3	55	3		
10/20 09:00	256	19	172	8	28	1	360	3	(明け方)西南西 (昼ごろ)	1 ほぼ停滞
10/20 21:00	196	18	255	8	90	15	87	12		
大島北部豪雨 2011年										
9/25 09:00	263	17	225	4	142	6	125	4		
9/25 21:00	262	23	146	4	192	5	211	3		ほぼ停滞
9/26 09:00	300	15	250	4	176	6	154	3		
9/26 21:00	301	17	247	5	170	5	142	3		
大島南部豪雨 2011年										
11/1 21:00	240	12	124	8	226	3	264	4		
11/2 09:00	255	22	143	12	293	6	307	7	西南西	4
11/2 21:00	253	18	163	4	163	3	163	1		
龍郷集中豪雨 2008年										
11/5 21:00	248	21	240	8	105	10	94	9		
11/6 09:00	266	12	183	9	31	2	12	4	北東	3
11/6 21:00	314	8	252	10	116	5	96	6		

直シアが大きいこと（第 21 図から 0～6km シアの大きさ  $|\mathbf{v}_{\text{shear}}| \geq 18\text{m/s}$  など）が適用条件と考えるべきであろう。龍郷集中豪雨は直近の 0～6km シアはやや小さかったが、高度 6km 以上まで見た鉛直シアが大きかったこととその 12 時間前の 0～6km シアが大きかったことから試みた。

推定と実況の移動速度のベクトル差の大きさは 3m/s 以下で、系の移流に働くとされる 0～6km 平均風速 ( $|\mathbf{v}_{\text{mean}}|$ ) 4～12m/s に比べて小さい。第 5.2 節で調べた WPR 時系列や第 5.1 節の NHM シミュレーションから推測されるように高層観測はメソ天気系の影響を受け純然たる環境の風は得られないことから、推定移動速度にある程度の差が生ずることは避けられない。

今後も調査と妥当性の検討が必要であるが、これらの結果から豪雨系が発現した場合のおおまかな移動速度の推定方法として ID 法を利用できる可能性がある。

なお、豪雨の 12 時間前の観測でも ID 法で推定した移動速度が小さい事例もあり、当然ながらこれだけでは豪雨予測の決め手にはならない。しかし、豪雨系が発現した場合に移動速度が小さくなることを事前に予測することによって、発現を

察知した時点で速やかな警報等の発表につながる可能性がある。現業的には現在、WPR 実況に ID 法を適用した系の推定移動速度が 5kt 単位で得られる。概ねこれが 10kt 以下の場合、豪雨の危険性が大きいと判断できる可能性がある。

## 6.2 実況監視予測

4 豪雨において、レーダー画像で豪雨系形成前にバック（アンドサイド）ビルディングを伴う散在するマルチセルとなる特徴的な経過を示したことから、第 6.1 節で述べた環境における豪雨の直前予測にあたってレーダーの監視が特に有効と考えられる。

ここでは、予報現業において最も基本的な高頻度実況資料である 5 分毎のレーダー降水強度分布と、10 分毎の地上雨量（アメダスと鹿児島県雨量計）の監視による、短時間強雨の警報リードタイム改善を目的とした調査を行った。なお、レーダーデータのうち、5 分降水強度分布に比べて先行性の可能性が指摘される VIL とエコー頂高度についても調べたが、有効な先行性は認められなかった。

ここでは、大雨（浸水）・洪水警報基準のうち

奄美地方の多くの市町村に適用している1時間降水量(以下「R1h」)70mmをより早く予測することを目標とした。なお、奄美大島において道路冠水により通行不能となった時刻を入手したいくつかの事例で、道路冠水の通報時刻と、近隣の10分毎地上雨量観測で初めてR1 ≥ 70mmに達する時刻が概ね一致した。

本節は「豪雨系」の始まりの予測を目的としていないが、第2表の豪雨系が存在した期間の開始時刻と、第4表の地上雨量でR1 ≥ 70mm到達時刻を比較すると、時間差は20分以内である。

調査手順と結果は次のとおり。

- ① 4豪雨の5分毎レーダー降水強度分布の経過から、いずれの事例もR1h ≥ 70mmに先行してバック(アンドサイド)ビルディングの開始を認知できた(第3, 4図参照)。これを判断材料の一つとすることとした。
- ② バック(アンドサイド)ビルディング開始後の経過を見ると、それが始まって1時間程度以内にR1 ≥ 70mmに達する場合と、数時間達しないことやバック(アンドサイド)ビルディングがいったん解消する場合があった。そこで、前者と後者を判別する指標を調べる。両者を比較すると、後者は前者に比して個々のセルの降水強度とサイズが小さい傾向が見られた。しかし、レーダー降水強度の値はこの目的には十分な精度が得られず、また主観的判断は困難なので、地上降水量を指標に加えることとした。
- ③ 各事例で初めてR1h ≥ 70mmを観測する直

前でバック(アンドサイド)ビルディングの開始を認知した時刻の地上10分間降水量(以下「R10min」とR1hを調べた。その結果、R10min = 14 ~ 16mm, R1h = 40 ~ 55mmであり、それぞれの下限値を判断の目安とすることとした。

結果として、豪雨の直前予測手法は次の2条件の論理積である。

- ① 10分毎のアメダス・県雨量計観測値がR10min ≥ 14mmかつR1h ≥ 40mm
- ② 5分毎のレーダー降水強度分布でバックビルディングまたはサイドバックビルディングが見られる。

調査対象の4事例についてこの目安に達した時刻とR1h ≥ 70mmに達した時刻等を第4表に示す。条件に達した観測時刻はR1h ≥ 70mmを観測する20分~1時間前である。リードタイムが十分とは言えないが、条件に達した観測時刻から15分後に警報を発表できると仮定した場合、各事例の実際の警報発表よりおよそ30分~1時間早く発表できる。

### 6.3 予測手法のまとめと考察

上述の予測手法をまとめる。

#### 【ポテンシャル予測】

MSM等の数値予報や高層観測データから、①通常用いる大雨ポテンシャル指標で地表付近も含めた下層に暖湿気塊が流入し大気の状態が不安定(または対流の結果として中立)で、かつ②下~中層の風向が高度とともに時計回りに変わり鉛直

第4表 調査対象4豪雨について、レーダーと地上雨量実況監視による警報発表の目安を満たした時刻と1時間降水量70mmを観測した時刻など

「発表時刻の改善」は、目安を満たした観測時刻から発表までに要する時間を15分と仮定した警報発表時刻と実際の発表時刻の差(マイナスが改善)。

通称	年月日	条件を満たした時				R1h ≥ 70到達		発表時刻の改善
		時刻	観測地点	R10min	R1h	時刻	観測地点	
龍郷集中豪雨	2008/11/6	8:40	根津部	16	40	9:40	大島支庁	-0:58
奄美豪雨	2010/10/20	2:20	大熊	15	55	3:20	大勝	-1:04
大島北部豪雨	2011/9/25	20:10	大和ダム	14	43	21:20	大熊	-0:59
大島南部豪雨	2011/11/2	6:20	市	14	56	6:40	市	-0:29



シアが大きい場合（例えば 0～6km シアの大きさ $\geq 18\text{m/s}$ ）は、ID 法により豪雨系が発現した場合の系の移動速度を推定する。系の推定移動速度が小さい場合（例えば WPR による系の推定移動速度 $\leq 10\text{kt}$ ）、豪雨の発生ポテンシャルが高いと判断する。

【実況監視による直前予測】

地上雨量観測データ（アメダス・県雨量計）を監視し、 $R10\text{min} \geq 14\text{mm}$  かつ  $R1\text{h} \geq 40\text{mm}$  を観測したら、レーダー実況に特に留意し、5分毎の降水強度分布でバックビルディングまたはサイドバックビルディングが見られる場合は直ちに大雨警報を発表する。なお、地上雨量の条件については、安全性の立場から「 $R10\text{min} \geq 14\text{mm}$  または  $R1\text{h} \geq 40\text{mm}$ 」、あるいは現業的な立場から「 $R1\text{h} \geq 40\text{mm}$ 」のみの運用も考えられる。また、わずか4事例による結果であり、上の目安に達していない場合でも、レーダー実況でバック（アンドサイド）ビルディングが認められた場合は、その後の推移に十分注意すべきことは言うまでもない。

なお、この調査では実況雨量の目安として地上雨量観測を用いた。奄美大島において気象庁アメダス3地点、鹿児島県雨量計のうちアメダスに近い2地点を除けば17地点で合計20地点である。奄美大島の面積 $712\text{km}^2$ から、平均的な1観測点あたりの面積は $35.6\text{km}^2$ 、観測点間隔は $6.0\text{km}$ で

あり、水平スケール $10\text{km}$ 以上の豪雨系の監視には概ね十分な密度である。一方、散在するマルチセルに対しては十分な密度と言えないが、今回は30分毎の解析雨量に比して、10分毎と高頻度の観測時間間隔を重視して採用した。今後、10分間解析雨量を検証し十分な精度が得られることが判明した場合は、時間・空間とも密度の高い当該データの活用が考えられる。

7. 平年値からみた環境の季節変化

今回の調査対象とした、 $10 \sim 30\text{km}$ スケールで移動速度が小さい豪雨系の環境の特徴は、第3章で述べた通り、①対流圏下～中層の鉛直シア大、②地表から中層にかけて対流不安定または中立である。この条件を満たしやすい季節を考察するため、名瀬高層観測と奄美大島付近の海面水温の月別平年値を第5表に示した。以下、梅雨期（5～6月）と秋（9～11月）の平年値を比較する。

925hPaの風向（合成風）は、梅雨期は南南西～南西、秋は東～北北東である。経験的に知られているとおり地上気圧配置で見れば、梅雨期の奄美地方は梅雨前線の暖域にあたることが多く、秋は北高型が多い。一方、500hPa風向はともに西～西南西であり、鉛直方向の風向差は秋が大きい。経験的に、鉛直の風向差が小さい梅雨期は、概ね中～下層平均風向の方角に延びる長さ $100\text{km}$ ス

第5表 名瀬高層観測の925hPa, 500hPa平年値, 及び気象庁北西太平洋月平均海面水温平年図から読みとった奄美付近の海面水温平年値など

	925hPa 統計期間: 1991～2010年				500hPa 統計期間: 1981～2010年				925- 500hPa 気温差 ( $^{\circ}\text{C}$ )	奄美付 近の海 面水温 ( $^{\circ}\text{C}$ )	海面水 温- 500hPa 気温 ( $^{\circ}\text{C}$ )
	気温 ( $^{\circ}\text{C}$ )	相対湿 度( $\%$ )	風速 ( $\text{m/s}$ )	合成風の 風向 ( $^{\circ}$ )	気温 ( $^{\circ}\text{C}$ )	相対湿 度( $\%$ )	風速 ( $\text{m/s}$ )	合成風の 風向 ( $^{\circ}$ )			
1月	8.5	82	9.6	332	-14.3	30	33.6	267	22.8	21.7	36.0
2月	8.8	83	9.4	328	-13.9	36	31.7	268	22.7	21.2	35.1
3月	10.8	83	9.7	314	-12.6	42	27.9	267	23.4	21.4	34.0
4月	14.1	80	9.0	270	-10.2	47	22.1	266	24.3	22.5	32.7
5月	17.4	81	8.1	202	-7.1	51	16.5	265	24.5	24.2	31.3
6月	20.8	86	9.7	226	-4.9	57	13.4	257	25.7	26.2	31.1
7月	22.9	84	8.3	194	-4.1	47	8.1	248	27.0	28.5	32.6
8月	22.8	85	8.3	133	-3.6	45	8.4	124	26.4	28.9	32.5
9月	21.3	83	8.4	94	-4.6	46	9.5	240	25.9	28.3	32.9
10月	17.9	83	8.7	40	-6.9	42	14.9	261	24.8	26.7	33.6
11月	14.2	82	8.9	22	-9.9	39	24.3	260	24.1	25.0	34.9
12月	10.4	81	9.1	346	-12.5	27	31.1	263	22.9	23.8	36.3

ケールの線状エコーが現れやすい。

また、海面水温は大気の気温に比べて遅れて変化するため、奄美付近の海面水温と 500hPa 気温差は、梅雨期に比べて秋が大きい。

実際の豪雨は平年値からかなり離れた状況で発生するものではあるが、平年値から見ても秋が本稿の対象とした豪雨系が現れやすい環境といえるかもしれない。

## 8. 最後に

本稿は現時点における名瀬測候所の知見をまとめたが記述に maybe (推測) が多い。今後、名瀬レーダーのドップラー化により得られる新しいデータの解析等によりこれらを検証し、新たな概念モデルの構築と予測技術の向上を期待する。

## 参 考 文 献

- Bunkers, M.J., B.A.Klimowski, J.W.Zeitler, R.L.Thompson, M.L.Weisman(2000) : Predicting Supercell Motion Using a New Hodograph Technique, *Weater and Forcasting*, 15, 61-79.
- 榎本茂樹・溝田勉・鎌田寛明・中村恭二・立神幸治・津波古悟・篠崎覚・室屋速巳・三澄郁夫 (2012) : 平成 23 年度全国予報技術検討会資料, 鹿児島地方気象台, 6-8.
- 加藤輝之 (2012) : 大雨を発生させやすい環境場について, 平成 23 年度予報技術研修テキスト, 95-103.
- 観測システム運用室 (2008) : SRH 算出に必要なストームの移動速度の算出方法に関する調査, 気象庁内資料.
- 木下仁・吉田健二 (2011) : 2010 年 10 月 20 日奄美地方に大雨をもたらした環境場の過去事例との比較, 日本気象学会 2011 年度春季大会, A208.
- Markowski, P. and Y.Richardson (2010) : *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*, Wiley, 25-48, 140-313.
- 下村早也香・増田智彬 (2010) : 地形性降雨発生ワークシートの作成に向けての調査, 平成 22 年度福岡管区気象台鹿児島県研究会, 24.
- 鈴木和史 (2011) : 通常データによる奄美豪雨の要因の考察, 2010 年度気象学会九州支部発表会, 32.
- 瀬古弘 (2010) : 中緯度のメソβスケール線状降水系の形態と維持機構に関する研究, 気象庁研究時報, 61, 1-74.
- 田村光世 (2008) : 2008 年 3 月 14 日に発生したライン状の強雨について, 平成 20 年度福岡管区気象台鹿児島県研究会, 19.
- 津口裕茂・加藤輝之 (2011) : 2010 年 10 月 20 日の“奄美豪雨”の発生要因について, 日本気象学会 2011 年度春季大会, A206.
- 津口裕茂 (2011a) : 2010 年 10 月 20 日の“奄美豪雨”の発生要因について (その 2) ~ 気団変質過程による暖湿気塊の形成~, 日本気象学会 2011 年度秋季大会, P153.
- 津口裕茂 (2011b) : “集中豪雨”の統計的な解析及び 2010 年 10 月 20 日の奄美豪雨, 2011 年度気象学会関西支部第 2 回例会講演資料.
- 早稲田拓・下村早也香 (2011) : 2010 年 10 月 19 日~ 20 日の奄美地方の大雨の解析, 2010 年度気象学会九州支部発表会, 32.
- 用貝敏郎 (2011) : 2010 年 10 月 20 日, 奄美地方北部で発生した記録的大雨, 日本気象学会 2011 年度秋季大会, C170.
- 用貝敏郎 (2012) : 2010 年 10 月 20 日, 奄美地方北部で発生した記録的大雨 その②-気象庁メソ客観解析を使った豪雨発生当初のメカニズム考察-, 2011 年度日本気象学会九州支部発表会, 18