TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No. 61

Studies on formation process of line-shaped rainfall systems and predictability of rainfall intensity and moving speed

BY

Osaka District Meteorological Observatory, Hikone Local Meteorological Observatory, Kyoto Local Meteorological Observatory, Nara Local Meteorological Observatory, Wakayama Local Meteorological Observatory, Kobe Marine Observatory, Matsue Local Meteorological Observatory, Tottori Local Meteorological Observatory, Maizuru

Marine Observatory, Hiroshima Local Meteorological Observatory, Malzurd Marine Observatory, Hiroshima Local Meteorological Observatory, Tokushima Local Meteorological Observatory AND Forecast Research Department

気象研究所技術報告

第61号

強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び 降水強度・移動速度の予測に関する研究

大阪管区気象台·彦根地方気象台·京都地方気象台·奈良地方気象台· 和歌山地方気象台·神戸海洋気象台·松江地方気象台·鳥取地方気象台· 舞鶴海洋気象台·広島地方気象台·徳島地方気象台·予報研究部



気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN January 2010

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

Established in 1946

Director-General: Mr. Nobuo Sato

Forecast Research Department	Director: Dr. Tadashi Tsuyuki
Climate Research Department	Director: Dr. Akio Kitoh
Typhoon Research Department	Director: Dr. Mitsuru Ueno
Physical Meteorology Research Department	Director: Mr. Ryusuke Taira
Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department Meteorological Satellite and	Director: Dr. Nobuo Yamazaki
Observation System Research Department	Director: Dr. Masahito Ishihara
Seismology and Volcanology Research Department	Director: Dr. Sumio Yoshikawa
Oceanographic Research Department	Director: Dr. Hiroshi Ishizaki
Geochemical Research Department	Director: Mr. Nobuo Sato

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305-0052 Japan

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

Editor-in-chief: Sumio Yoshikawa

Editors:	Masahiro Hara	Yuhji Kuroda	Akihiko Murata
	Shigenori Haginoya	Hiroaki Naoe	Tomohiro Nagai
	Yutaka Hayashi	Satoshi Matsumoto	Yousuke Sawa
Managing E	ditors: Takahito Nishimiya	, Tsuyoshi Watanabe	

The Technical Reports of the Meteorological Research Institute has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute (MRI) since 1978 as a medium for the publication of technical report including methods, data and results of research, or comprehensive report compiled from published papers. The works described in the Technical Reports of the MRI have been performed as part of the research programs of MRI.

©2010 by the Meteorological Research Institute.

The copyright of reports in this journal belongs to the Meteorological Research Institute (MRI). Permission is granted to use figures, tables and short quotes from reports in this journal, provided that the source is acknowledged. Republication, reproduction, translation, and other uses of any extent of reports in this journal require written permission from the MRI.

In exception of this requirement, personal uses for research, study or educational purposes do not require permission from the MRI, provided that the source is acknowledged.

Studies on formation process of line-shaped rainfall systems and predictability of rainfall intensity and moving speed

By

Osaka District Meteorological Observatory, Hikone Local Meteorological Observatory, Kyoto Local Meteorological Observatory, Nara Local Meteorological Observatory, Wakayama Local Meteorological Observatory, Kobe Marine Observatory, Matsue Local Meteorological Observatory, Tottori Local Meteorological Observatory, Maizuru Marine Observatory, Hiroshima Local Meteorological Observatory, Tokushima Local Meteorological Observatory AND Forecast Research Department

気象研究所技術報告

第61号

強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び 降水強度・移動速度の予測に関する研究

大阪管区気象台·彦根地方気象台·京都地方気象台·奈良地方気象台· 和歌山地方気象台·神戸海洋気象台·松江地方気象台·鳥取地方気象台· 舞鶴海洋気象台·広島地方気象台·徳島地方気象台·予報研究部

気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

気象研究所予報研究部長 露木 義

気象研究所の地方共同研究は、地方特有 の現象の解明を通して地方官署の業務の改 善を図るため、昭和40年度から経常研究とし て位置づけて実施してきたものである。これま でに、地域的な現象の解明や特性把握をはじ め、多くの研究成果が得られ、地方官署にお ける調査・解説能力の向上、研究環境の整備、 人材育成に寄与してきた。

気象庁では平成 11 年度から、地方気象台 の業務の強化・改善への自主的な取り組みを 促進することを目的として、「地台等業務改善 プロジェクト」が開始され、本庁からの指導・助 言等の支援が行われるようになった。一方、こ れまでの地方共同研究のほとんどの研究課題 が地方官署側からの提案であり、その内容が 気象研究所の研究課題との関連の薄いものも あることから、気象研究所の指導・協力体制が 必ずしも十分とは言えなかった。そこで、平成 16 年度に地方共同研究の見直しが行われ、 平成 17 年度から気象研究所側から課題を積 極的に提案し、これに地方官署が参加する形 の研究が実施できることとした。

本報告の地方共同研究「強雨をもたらす線 状降水帯の形成機構などの解明と降水強度 と移動速度の予測に関する研究」(平成19~ 20年度)は、この見直しに伴って気象研究所 から提案された「強雨をもたらす線状降水帯 の構造と維持機構の解明と予測」(平成17~ 18年度)に続くものである。この研究では、近

畿地方や中国・四国地方における気象災害を 引き起こすような線状降水帯を対象として、大 阪管区内の各地方官署の担当者とともに、ド ップラーレーダーやGPS可降水量、メソスケー ルアンサンブル予報などの気象研究所の最 新の研究成果を活用することにより、多数の線 状降水帯の事例について維持機構の解析を 行い、発達・移動の要因の抽出を試みた。研 究を進めるうえでは、ホームページ等を活用し て担当者間で情報共有を図り、各地方官署と 気象研究所の連携を系統的に進めた。研究 期間中の線状降水帯の発生数が比較的少な かったため、強雨や移動の要因の解明までは 至らなかったが、地方官署にとっては最新の 研究成果に触れつつ現象を解析することがで きたこと、気象研究所にとっては多くの事例で 解析手法を検証することができたことから、双 方にとって有益な優れた地方共同研究であっ たといえる。

気象庁では平成22年度出水期から、集中 豪雨や局地的大雨などによる災害の防止・軽 減に向けて、大雨警報や洪水警報などの気 象警報を市町村単位に細分して発表する計 画である。防災気象情報を発表する地方官署 にとっては、これまで以上に専門的な知識が 求められるところであろう。本報告における線 状降水帯に関する解析結果がその一助にな るだけでなく、広くメン気象の研究者に有益な 情報になれば幸いである。

i

平成19年度、20年度の2年計画で「強雨をもたら す線状降水帯の形成機構等の解明及び降水強度・ 移動速度の予測に関する研究」を地方共同研究とし て行ってきた。

これは、平成17年、18年度と2年計画で取り扱っ たテーマ「強雨をもたらす線状降水帯の構造や維持 機構、発達や移動を決定する要因の解明」の研究を 引き継いだものである。最初の2年間は、線状降水 帯の構造に関する研究として、後の2年間は、その形 成機構から予測に関する研究として取り組んだ。

このように、4 年にかけて行ってきた理由は、このテ ーマで取り扱われている「強雨をもたらす線状降水 帯」が、各地においてたびたび重大な災害をもたらし ており、防災上注目される現象だからである。また、 これまでの地方共同研究とは異なり、地方気象台の 職員が、気象研究所の研究官から、直接メール等で 指導を受けることができたため、職員の技術力向上 に役立ったことも、その一つにあげられる。

大阪管内において発生する「強雨をもたらす線状降水帯」には、典型的なものがいくつかある。

近畿地方においては、「淀川チャネル型大雨」と呼 ばれる大雨がある。これは、大阪湾周辺から淀川流 域に沿って、琵琶湖周辺を含む地域で発達して、し ばしば大雨をもたらす線状降水帯である。この線状 降水帯は、南へ移動することがあり、大阪の泉州地方 や奈良県にも大雨をもたらす場合がある。また、兵庫 県南部から京都府北部に及ぶ「加古川チャネル型の 大雨」を含むこともある。

この淀川チャネル型大雨は南西気流型の場におい て、日本海を低気圧が東進し、それに伴う前線が、近 畿地方を通過するとき、或は梅雨前線や秋雨前線が 近畿地方を南下するときに発生する。

その発生要因は、紀伊水道から流入する南よりの 暖湿気流と瀬戸内からの西風の収束が深く関係して いることが知られている。

また、和歌山県南部や奈良県南部の山間部で、南 から流入する暖湿気により線状降水帯が発達し、「竜 神型」などと呼ばれる大雨になることもある。

大阪管区気象台 技術部 気候·調査課

中国地方では、広島市付近において、淀川チャネ ルと似た発生要因を持つと考えられる現象がある。こ の線状降水帯は、豊後水道から流入する暖湿気によ り発生、発達して大雨をもたらすものである(広島豪 雨)。

その他、日本海から停滞前線がゆっくり南下する際 に、島根県や広島県北部で大雨を降らせる現象もあ る(島根豪雨)。これは、暖湿気が太平洋高気圧の縁 辺を回って、西から流入することにより、前線を活発 化させ、地形の影響も加わって、線状降水帯を形成 するためであると考えられる。

一方、京都北部や鳥取県では日本海から北東気流 が持続することにより、大雨が発生することがある。

四国の太平洋側では、太平洋高気圧の縁辺を回っ て暖湿気が流入しやすいが、夜間や早朝に発生する 陸風との間に局地前線を形成することがあり、高知県 や徳島県の沿岸部では線状降水帯を発生させる。さ らに、総観スケールの前線が重なると、記録的な大雨 になることがある(高知豪雨)。

その他、台風の北上によって流入する南からの暖 湿気が、地形効果も加わって収束を強め、線状降水 帯を形成することにより、山地を中心に大雨をもたら す現象もある。

このように、大阪管内において、線状降水帯による 大雨のパターンがいくつかあるが、平成19年、20年 度の地方共同研究では、これらのパターンに該当す ると思われる事例について、ドップラーレーダーによ る解析、GPS 可降水量による解析、JMA-NHM や JMA-NHM アンサンブル予報による再現実験と、その 解析等を行い、その発生機構の解明と予測の可能性 について、研究を行うことができた。そして今回取り扱 った事例をいくつかに分類し、それぞれ共通する項 目をまとめた。

本誌では、その成果が、今後事例解析を行う上で、 着目点や解析手法の指標となり、平成22年度から開 始される市町村単位での注・警報作業にも関連して、 予報現場において参考となることを願って、平成19 年、20年度の成果を取りまとめた。

第2章 現象の特徴別の線状降水帯の構造や維持機構

2.1 近畿地方中部の線状降水帯

- 2.1.3 2008年6月20日の線状降水帯の事例について ・・・・・・・・・・・ 2-19 坂本 啓、石山 満、小野 善史、鈴木 和男、河野 誠(京都地方気象台)

2.2 日本海側から南下する線状降水帯

2.2.1 2007年3月31日の線状降水帯について ・・・・・・・・・・・・・・・・ 2-2	-25
堀川 和久、濱田 卓二、足立 誠、佐々木 啓壮(松江地方気象台)	
2.2.2 2007年3月31日の前線南下に伴う線状降水帯の構造 ・・・・・ 2-2	·29
今野 暁、小山 芳太、金森 恒雄(神戸海洋気象台)	
堀川 和久、足立 誠(松江地方気象台)、瀬古 弘(気象研究所)	
2.2.3 2008年7月28日の大雨	·33
佐伯 準司、石田 保明、佐藤 兼太郎(舞鶴海洋気象台)	
金森 恒雄、田中 秀樹、小山 芳太、今野 暁(神戸海洋気象台)	
9 9 4 日本海側から南下すろ線状降水帯のまとめ 2	-41

家藤敦章、岡本美沙子(大阪区気象台)

2.3 上記以外の線状降水帯

- 3.1 2006年9月6日~7日の紀伊水道付近でのエコーの発達 ・・・・・・・・ 2-43
 西川 哲也、山本 博之、九谷 幸子(和歌山地方気象台)
- 2.3.2 2006年9月16日から17日にかけての広島県北西部の大雨 ・・・・・・・ 2-47
 瓜生 由明、神例 孝典、東 克彦、末永 和貴、菅原 道智(広島地方気象台)
- 2.3.3 強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明について ・・・・・・・・ 2-54 熊野 繁明、平井 明宏、斉藤 康博、奥村 賢二(徳島地方気象台)

2.4 その他の降水帯や降水系

- 2.4.1 2007年8月22日の鳥取県東部の線状降水帯について ・・・・・・・・ 2-61
 寺尾 克彦、矢尾 信嗣、若狭 剛史、古田 圭、神谷 洋輔、長谷川 和美、
 河崎 浩志、米井 達也(鳥取地方気象台)
- 石橋 正登、中塚 賢治、秋山 幸三、原田 延明、吉田 康夫(彦根地方気象台)

第3章 同化手法やアンサンブル手法を用いた線状降水帯の解析

第4章 まとめと今後に向けて …………………………………… 4-1

瀬古 弘(気象研究所)、家藤 敦章(大阪管区気象台)

付録

ドップラーレーダーデータの解析法	A-1
吉田 久美、竹田 智博(大阪管区気象台)、瀬古 弘(気象研究所)	
GPS可降水量を用いた解析法	A-7
瀬川 知則(大阪管区気象台)	
成果発表状況	A-9
担当者 ••••••••••••••••••••••••••••••••••••	A-12

瀬古 弘(気象研究所予報研究部)

梅雨期などに発生する線状降水帯は停滞すること が多く、しばしば豪雨災害を引き起こす。近畿地方や 中国四国地方でも、たとえば、大阪平野の淀川チャ ネルと呼ばれる線状降水帯や、台風接近時に四国 地方東部で発生する南北にのびた線状降水帯など、 豪雨や大雨などを引き起こす降水系が発達する。こ れらの線状降水帯の構造や維持機構の理解、降水 強度や移動速度の予測技術に関する知見は、科学 的な興味ばかりでなく、防災上にも非常に重要であ る。

近年、気象庁はウィンドプロファイラやドップラーレ ーダーを整備してきており、これらの観測データを用 いれば、線状降水帯の構造やその環境場の情報を 容易に得ることが可能になった。また、気象研究所で も、国土地理院が GPS 受信機を全国に 1200 点以上 も展開している GEONET による可降水量データを用 いた解析や、非静力学モデルを用いた再現実験、メ ソ4次元変分法システム等の同化システムを用いた 同化実験、解析誤差も反映した複数の予報値を得る アンサンブル予報実験も可能になっている。

これらの新しい観測データや実験手法を用いれば、 豪雨などをもたらす線状降水系等についても、これま でよりも多くの知見を得ることができる。これらの成果 を期待して、大阪管区気象台(大阪管区気象台・彦 根地方気象台·京都地方気象台·奈良地方気象台· 和歌山地方気象台·神戸海洋気象台·松江地方気象 台·鳥取地方気象台·舞鶴海洋気象台·広島地方気 象台・徳島地方気象台)と気象研究所予報研究部は、 平成 17-18 年度は「強雨をもたらす線状降水帯の構 造や維持機構、発達や移動を決定する要因の解明」 というテーマで、平成19-20年度には、「強雨をもたら す線状降水帯の形成機構等の解明及び降水強度・ 移動速度の予測に関する研究」というテーマで地方 共同研究を立ち上げ、近畿地方や中国四国地方で 発生した線状降水系等を解析し、それらの降水強度 や移動速度を決める要因等を考察してきた。

地方共同研究の解析や考察は、以下の手順で進

められた(第1図、第2図)。まず、大阪管区気象台を 始め、地方官署では数事例ずつ解析したい線状降 水帯を、ない場合には大雨などもたらした事例を選 択した。次に、これらの降水帯について、天気図や地 上データ、ウィンドプロファイラデータを用いて、解析 をおこなった。必要がある場合はドップラーレーダー データを関西航空地方気象台や大阪航空測候所か ら提供していただき、GPS 可降水量については気象 研究所から提供して、解析に使用した。気象庁非静 力学モデルを用いた再現実験では、地方官署で行 える場合は気象庁のミニスーパーを用いて計算を行 い、行えない場合には気象研究所で計算を行って、 データをハードディスク等に入れて送付した。再現実 験でうまく降水が再現できない場合についても、気象 研究所で GPS 掩蔽データ等の新しい観測データを 同化した実験の結果や、局所アンサンブル変換カル マンフィルター(LETKF)で得た解析値から予報した 結果を、同様に送付した。地方の官署では、観測さ れた線状降水系が数値モデルで再現していることを 確認するとともに、観測データと一緒に解析に使用し た。さらに、こうして得られた事例の解析結果を相互 に比較し、豪雨の引き起こす要因等についても議論 した。

本地方共同研究は、同時に多くの官署が参加する ため、解析手法や解析で得られた知見について、担 当者間で十分に情報交換をする必要があるため、気 象研究所では情報交換用のメーリングリストを用意し、 また大阪管区気象台気候調査課で用意したサーバ ーに、Wiki という誰でも図や文章を編集することがで きるツールをインストールして、担当者が容易に情報 交換したり、解析結果等を公開できるようにした。

本報告では、平成 19-20 年度の「強雨をもたらす 線状降水帯の形成機構等の解明、及び降水強度・ 移動速度の予測に関する研究」で解析した結果を、 線状降水帯の発生場所や特徴に応じて 4 つに分類 し、分類毎に個々の事例解析の結果とまとめを掲載 した。図は、全体の通番でなく、事例毎に区切ってい ている。また、気象研究所の担当分については、別 章を設け、そこに記載した。また、本報告で利用した ドップラーレーダーのデータ利用法なども掲載してい る。

最後に、本地方共同研究を進めるにあたり、気象 庁観測部、関西航空地方気象台、大阪航空測候所 からドップラーレーダー等のデータをご提供いただき ました。気象庁予報部数値予報課からは、数値モデ ルや初期値・境界値等をご提供いただきました。メリ ーランド大学の三好建正様には LETKF をご教授い ただきました。気象研究所予報研究部の小司禎教主 任研究官から、GPSデータをご提供いただきました。 京都大学里村雄彦様、竹見哲也様、石川裕彦様、東 邦昭様、大阪教育大学小西啓之様、吉本直弘様、羽 生雅俊様には「淀川チャネルを語る会」を通じてご助 言いただきました。大阪管区気象台、彦根地方気象 台、京都地方気象台、奈良地方気象台、和歌山地方 気象台、神戸海洋気象台、松江地方気象台、鳥取地 方気象台、舞鶴海洋気象台、広島地方気象台、鳥取地 方気象台で地方共同研究をサポートしていただい た皆様、気象研究所の総務部や企画室の皆様、松 村哲鳥取地方気象台長、中山繁樹岡山地方気象台 長、露木義予報研究部長、斉藤和雄予報研究部第 二研究室長、藤部文昭予報研究部第三研究室長、 林修吾研究官、台風研究部国井勝研究官、鈴木修 気象衛星観測システム研究部第二研究室長、山内 洋主任研究官をはじめ、多く方からご支援をいただき ました。本地方共同研究の担当者を代表して、この 場を借りて御礼申しあげます。





第2章

現象の特徴別の線状降水帯の 構造や維持機構

2.1 近畿地方中部の線状降水帯

2.1.1 大阪平野における線状降水帯の発生機構について ~2004 年 5 月 13 日の事例解析~

瀬川 知則、朝原 信長、岩本 久雄、飯田 早苗、濱崎 博史、牧田 広道、鎌倉 和夫(大阪管区気象台)

(1) はじめに

大阪平野での線状の降水帯については、「淀川チ ャネル」と呼ばれ、これまでに、数々の調査がなさ れてきた。これまでの調査から、「淀川チャネル」 は、日本海を東進する低気圧からのびた寒冷前線の 通過時や梅雨前線や秋雨前線の南下時など、南西風 が卓越する場合に多く発生することがわかってい る。また、淀川チャネルは、大阪湾から琵琶湖周辺 まで、淀川に沿って線状の強雨域を持つことが特徴 の一つとして知られている。

本報告で扱う2004年5月13日の大雨事例は、降水 域が上記の特徴を持つことから「淀川チャネル」の 一事例と考えられる。これまでの本事例の幾つかの 解析では、淀川沿いに存在する滞留冷気層の存在や 中層の乾燥域の侵入によって、前線南側の暖域内で 線状降水帯が発生する局地的な現象と報告されて きた(例えば、山下ほか(2008))。しかし、詳細に 見てみると、線状降水帯が大阪平野を南下するとき にも降水が強まる事例があり、単に滞留冷気層の存 在だけでは説明が難しい事例が存在することが分 かった(朝原ほか、2007)。

そこで、本報告では、滞留冷気層以外も視野に入 れて、本事例の強雨の要因について再検討をおこな った。その結果、短波トラフに対応する低気圧とそ れに吹き込む南からの気流の重要性が示唆された。 本報告では、実際に観測された実況資料や気象庁非 静力学モデル(JMANHM)によって再現した結果等を 用いて、本事例の線状降水帯の発達と短波トラフに 対応する低気圧との関係について述べる。

(2) 観測データを用いた解析

(2.1)線状降水帯の発生時の概要

第1図に、2004年5月13日12時から21時ま での気象庁合成レーダーによる降水分布を示す。 12時には、すでに、降水域が中国・四国地方から 近畿地方に広がっており、その中に愛媛県から岡 山県にのびる強い降水域があって、周囲の弱い降 水域ともに発達衰弱をしながら東に移動していた。 これらの降水域が15時に大阪平野を通過すると、 急激に降水強度が強まり、明瞭な線状降水帯が形 成された。この線状降水帯は長時間維持され21 時頃まで大阪府付近で持続した。特に15時頃と 17時頃に降水強度のピークがあった(第1図参照)。 これらの強化された線状降水帯は、解析雨量で1 時間に70mm以上、アメダスでは1時間に40mm以 上、3時間に70mmに近い雨量をもたらし、大阪府 内では床上浸水168棟、崖崩れ2件、道路損壊1 件等の被害が発生した。本報告では、15時と17 時に強化された線状降水帯のうち、17時のものに 注目して解析を行なった。

(2.2) 降水帯発生時の総観場の特徴

まず、2004年5月13日15時の総観場の特徴を 見てみる。JRA25(長期再解析データ)による 500hPa天気図では、強風軸は南北に2段解析され、



主たるトラフは沿海州から黄海へとのびている。 別に中国地方付近には5760mの等高度線付近に短 波のトラフが解析できる(第2図上段)。850hPa では、500hPaのトラフに対応して2つの傾圧帯(相 当温位で339Kと315K付近)が解析された(第2図 下段)。

気象庁の地上天気図(第3図)では、日本海北部 にある低気圧から南西にのびる寒冷前線が解析さ れている。この前線は前述の850hPaの315K付近 の傾圧帯と対応している。一方339K付近の傾圧帯 は地上天気図では地上前線としては解析されてい ない。このため西日本は寒冷前線の南側の暖域内 とされ、過去の調査等ではこの事例は、暖域内の 現象として扱われることが多かった。しかし

850hPaの339K付近の傾圧帯は、レーダーエコー (第1図)による降水域とも概ね対応がよく、ま たウィンドプロファイラ観測網で観測した15時 の1500m付近の水平風は、高松で西南西風、美浜 で南西風になっていて、シアーとして解析でき(第 4図)、このシアーとの対応もよい。以上のことか ら850hPaの339K付近の傾圧帯を前線として解析 し、注目する現象はこの前線によるものと考えた。

(2.3) 地上気圧の変化との降水域との対応

まず、線状降水帯が再発達した17時の局地天気 図をみてみると、降水帯のある大阪平野に、50km ほどのスケールの低気圧があり、そこに湿った南 西風が吹き込んでいた(第5図)。南西風域の先端 では、露点温度の水平傾度が大きくなっていて、 大きな傾度の領域が、低気圧から南東と南西にの びていた。これらの領域が大阪平野の低気圧に伴 う温暖前線と寒冷前線と対応すると考えられる。

この低気圧の通過に伴う地上気圧の時間変化を みるために、第6図には、西日本における1時間 と3時間の気圧変化量が、負の領域の移動を示す。 15時の大雨の時間帯にかけて、1時間気圧変化量 で瀬戸内を東進する負の領域が見られる。一方、 四国地方から近畿地方には、北東に進む3時間気 圧変化量の負の領域が見られる。

中国地方、四国地方、近畿地方の20官署の地上 気圧(1分値)について、官署毎に13日0時~24 時の平均気圧を求め、各時刻における平均気圧か らの偏差を求めた。第7図には、これらのうち大 阪湾周辺の気象官署である高松、洲本、大阪、彦



第2図 2004年05月13日06UTCの500hPa高度(m)、 渦度(上段)と850hPaの相当温位(K)と風(kt)(下段)。 ともにJRA25利用。上段の茶太線はトラフの位置を、 下段の点線は2系統の傾圧帯の位置をそれぞれ示す。



第3図 2004年05月13日06UTCの地上天気図。



第4図 2004年05月13日06UTCの西日本のWPRの分布(高度1500m)。

根の結果を示したものである。2つの負の偏差が、 約 60km/h の速度で西から東に移動していて、15 時と17時に大阪を通過している。これらの時間は、 第1図で示した線状降水帯の再発達の時刻と対応 しており、これらの低圧部や低気圧が線状降水帯 の発達に寄与していることを示唆している。

この大阪平野を通過する負の偏差がどのように 大阪平野で発達した線状降水帯に寄与しているか を調べるため、数値モデルを用いて再現実験を試 みた。

(3) 気象庁非静力学モデルを用いた数値実験

実況解析でみられた低気圧と線状降水帯の発達 に対する関係を解明するために JMANHM を用いて 再現実験を行った。本研究で用いた JMANHM の主な 設定を第1表に示す。格子間隔は5km とし、中国・ 四国地方や近畿地方を覆うように 102×102 格子 の領域を用いた。鉛直層は50 層で、層の厚さは高



第5図 5月13日17時の地上局地天気図解析。 海面気圧(hPa、黒)、露点温度(℃、赤)。



第6図 1時間と3時間の気圧変化量の移動。負の 気圧偏差の最大を「X」で示している。

度と共に厚くなり、最下層で 20m、モデルの最上 層では 22240m に設定している。初期値境界値は気 象庁現業の領域モデルの解析値から作成した。

(3.1) JMANHM を用いた再現実験と実況解析の比較



第7図 13日12時~20時の大阪湾周辺の気象 官署の気圧偏差の時系列(高松・洲本・大阪・ 彦根)。A,Bはそれぞれ負偏差のピークを示す。

第1表 JMANHM の主な初期設定(CNTL 実験)

・初期値時刻:2004年5月13日00UTC	
・境界値時刻:2004年5月12日12UTC	
・水平解像度:5km ・水平格子数:102 × 102	2
 ・鉛直層数:50層 ・積分時間間隔:24秒 	
・雲物理過程:氷相を含むバルクモデル	
・乱流過程:改良Mellor-Yamada Level3スキーム	
・K-F対流スキーム:利用しない(雲物理過程のみ	.)

最初に、JMANHM を用いた実験結 果が実況を再現しているかどうか を確認する。第8 図は、線状降水 帯が再発達した17 時の JMANHM で 再現した海面気圧と降水分布であ る。実況の分布と比較すると、 JMANHMの実験結果は1時間程度遅 く再現されているものの、大阪平 野の低気圧(第8 図(b))や近畿地 方中部から四国に伸びる形状をし た線状降水帯など、良く再現でき ていることがわかる。このことか ら、JMANHMの計算結果は実況を良 く表現していると判断し、この出 力を用いて解析を行った。

(3.2) 線状降水帯の発生過程

第9図上段には13日13時を、 下段には18時の計算結果を示す。 13時には、モデル面第2層(地 上約20m付近)において、近畿地 方は南北に緩やかな相当温位傾度 がみられる(第9図(b))。一方、

モデル面第13層(地上 約1500m付近)では、 温暖前線位相の相当温 位線の集中帯が紀伊水 道付近を東進しつつあ り、寒冷前線位相が中 国地方西部にみられる

(第9図(a))。また、 南風の卓越により、地 上では四国瀬戸内側に 地形の影響を受けた低 圧部がみられる(第12 図(a))。降水分布は、 高知県東部に地形効果 も加わったと思われる 降水域と、瀬戸内側に 西から東進する降水域 がある(第9図(c))。

18時には、大阪平野 に地上で低気圧が表現 されている(第12図



第8図 実況解析(17時)とJMANHM 実験結果(18時予想)の比較。(a)局地天気図、(b)JMANHM による海面気圧(hPa)・風(kt)、(c)解析雨量1時間積算値(mm)・風(kt)、(d)JMANHM による1時間積算降水量(mm)・風(kt)



第9図 2004年5月13日13時(上段)と13日18時(下段)を予報対象時刻とするJMANHMの計算結果。(a),(d)はモデル面第13層の相当温位(K)と風(kt)、(b),(e)はモデル面第2層の相当温位(K)と風(kt)、(c),(f)は地上風(kt)・海面気圧(hPa)・1時間積算降水量(mm)を示す。青点線は、各層における相当温位線の集中帯を示す。

(f))。モデル面第2層の相当温位から、大阪平野 付近の東側と南西側に相当温位傾度の大きな領域 が形成されており(第9図(e))、東側は温暖前線 構造を持った位相、南西側は寒冷前線位相と考え られる。降水分布は、寒冷前線位相に沿って線状 となっている(第9図(f))。

海面気圧の変化を追うと、この低気圧は、広島 県西部の弱い収束域が兵庫県付近に東進した時点 で、紀伊水道から暖湿気が大量に流入し前線上で 対流が強まり、低気圧として顕在化したと考えら れる。このタイミングで、モデル面第13層付近で 東進してきた相当温位傾度の大きな領域(寒冷前 線位相)で、地上付近では紀伊水道からの高相当 温位気塊が流入しており(図略)、対流活動が活発 化したと考えられる。その結果、地上付近から中 層にかけて前線構造が明瞭となり、線状の強い降 水帯が形成されたと考えられる。

(3.3) 降水最盛期の構造

次に、JMANHM で再現された線状降水帯が最盛期 であった13日19時の構造をみてみる(第10図)。

19時は18時と同様に、 降水帯は滋賀県から大阪 府にのび、線状の形状が 維持されていた(第10 図(f))。断面図(第 10 図(b)) をみると、大阪平 野上空は相当温位の傾度 が大きく破線付近では南 西風から西風の変化も明 瞭で、寒冷前線構造が確 認できる。モデル面第2 層の相当温位、風の分布 をみると低気圧性の循環 がみられ(第10図(d))、 地上では低気圧が大阪平 野に表現されている(図 略)。この低気圧性循環か ら東側に温暖前線的構造 を持った位相が形成され ている。南西側には寒冷 前線が形成され、高知県 中部付近でキンクとなっ ている。モデル面第 13 層(第10図(a))と重ねてみると、東側は上空への 傾斜はやや緩やかで(図略)、寒冷前線側は地上付 近から下層での傾斜がほぼ垂直となっている。モ デル面第2層の混合比(水蒸気量)では、紀伊水 道から湿った気流が大阪湾から内陸部の低地中心 に流入している(第10図(e))。

(4) 感度実験

本事例について、これまで JMANHM による再現実 験を行った調査は数多くあったが、感度実験によ り降水帯に対してどのような要因が効いていたの かを調査した結果はなかった。ここでは、これま での数値実験で明らかになった、大阪平野で発生 した低気圧の発生過程と降水帯への影響について、 感度実験を行った結果を述べる。以下では、第1 表の設定による実験結果をコントロール実験 (CNTL)とする(第11 図(a),第12 図(a),(d))。

(4.1) 降水過程が低気圧形成に与える影響

降水過程が低気圧に与える影響について考察す るため、まず非断熱加熱の雲物理過程を考慮しな



第10図 2004年5月13日19時を予報対象時刻とする計算結果。(a) モデル面第13 層の相当温位(K)、(b) 相当温位(K)・風(kt)の断面図(青破線は前線面)、(c) 断面位 置、(d) モデル面第2層の相当温位(K)、(e) モデル面第2層の水蒸気混合比(kg/kg)、 (f) 海面気圧(hPa)・地上風(kt)・1時間積算降水量(mm)。 い実験(ドライモデル実験)を行った(TEST1)。CNTL でみられた広島県西部の地上収束線は、TEST1 で はその後も不明瞭のままだった(第12図(b))。ま た、TEST1 では燧灘付近で風下低気圧が形成され るが、この風下低気圧はほとんど東進せず、予報 時間が経過しても紀伊水道から播磨灘へ回り込む 南風により四国東部で低圧部として表現される程 度であった(第12図(e))。よって、地上収束線を 維持したまま降水システムが瀬戸内を東進するた めには、降水過程が必要であることがわかった。

(4.2) 地形が低気圧形成に与える影響

地形が低気圧の形成に どのように影響するかを 確認するために、予報領 域の地形をすべて海上と 設定した実験を行った (TEST2)。その結果、山脈 や地表面の摩擦がなくて も低気圧は形成され、 TEST2 の降水システムの 東進は CNTL よりもやや 速かった(第11 図(b))。

低気圧の顕在化の過程 について、(4.1)節で述べ たように、CNTL は収束線 が中国地方を東進するが 低気圧としてまとまらず、 紀伊水道からの暖湿気が 流入した時点で低気圧と して顕在化した(第12 図(d))。一方、TEST2 は 地上の収束線が中国地方 から東進し、CNTL よりも 早く低気圧として顕在化 した(第12 図(f))。

以上のことから、地形 の影響は、特に四国があ ることにより、瀬戸内で は暖湿気の収束線への供 給が妨げられ、低気圧の 顕在化を遅らせる効果が あることがわかった。

(4.3) 雨滴、あられ、雪の蒸発(昇華)が降水系 に与える影響

中層への乾燥大気の侵入は、積乱雲の発達を抑 制する一方、降水粒子の蒸発により積乱雲群内の 加熱が抑制される。これにより、潜在不安定な状 態が維持され、積乱雲を次々に発生させる環境を 作り、豪雨の発生要因となることがある。(吉崎・ 加藤、2007)。

乾燥大気の存在は、低相当温位域で示唆される。 本事例では、相当温位の断面図などからも明瞭な 前線構造であると解析したが、地上付近に比べ 850hPa付近の低相当温位域が先行しており(第10



第11図 2004年5月13日19時の地上1時間積算降水量(mm)、海面気圧(hPa)、風(kt)。 (a) CNTL、(b) TEST2(地形を全て海上)、(c) TEST3(降水粒子の蒸発の除去)。



第12図 2004年5月13日00UTC初期値の海面気圧(hPa)、風(kt)分布の比較。予報対象 時刻(JST)は上段が13日13時、下段が18時。(a),(d)がCNTL(基準実験)、(b),(e) がTEST1(ドライモデル)、(c),(f)が地形を海上(地形:0m、粗度:海)とした実験(TEST2)。 Lはモデルで表現された地上低気圧の位置、青点線は収束線を示す。

図(b))、乾燥大気の作用による対流活動の活発化 の可能性も考えられる。

そこで、乾燥大気の線状降水帯への寄与を調べ るために、雨滴、あられ、雪の蒸発(昇華)を除 いた感度実験(TEST3)を行った。その結果、TEST3 の降水分布は CNTL と比較して、若干、降水量の減 少が見られたが、降水分布も含めて概ね CNTL と同 様であった(第11図(c))。この実験は中層への乾 燥域の侵入という環境場を再現したものではない が、乾燥大気の振る舞いによる降水の強化は小さ いとみられる。 圧として顕在化し、前線構造を形成したことを示 した。この相当温位傾度の大きな領域が CNTL の計 算範囲の西側でどの様な状況であったかを調べる ために、計算領域を西側に移し、初期時刻を溯っ て実験を行った。第13 図に CNTL 実験より西側の 領域で行った結果を示す。初期値は12 日 18UTC (13 日 03 JST) で水平格子数は130×130 格子、その他 は CNTL と同様の設定を用いた。9 時では第2 層の 相当温位傾度の大きい領域は五島列島付近にあり、 風向の変化も明瞭で寒冷前線の位相と見なせる (第13 図(d))。この相当温位傾度の大きい領域の

(4.4) 感度実験のまとめ

感度実験から、以下のことが わかった。南から流入する暖湿 気は瀬戸内を東進する降水域や 地上収束線の維持に寄与してい る。また、播磨灘付近までは四 国の影響で地上収束線に対する 暖湿気の影響は限定的で、低気 圧の顕在化や降水の強化は起こ らない。播磨灘以東では、紀伊 水道から暖湿気が大量に供給さ れ収束線上に地上低気圧が顕在 化し、降水も強化された。なお、 線状降水帯への乾燥大気の寄与 は確認できなかった(第2表)。

(5)領域を西側に移した実験結 果

(3.2)節では、近畿地方まで東 進してきた下層で相当温位傾度 の大きな領域が、地上では低気



第 13 図 2004 年 5 月 12 日 18UTC 初期値の JMANHM による計算結果。計算領域は CNTL より西側である。(a),(b),(c)は地上風(kt)・海面気圧(hPa)・1 時間積算 降水量(mm)、(d),(e),(f)はモデル面第 2 層の相当温位(K)と風(kt)を示す。予 報対象時刻(JST)は、(a),(d)が 9 時、(b),(e)が 12 時、(c),(f)が 15 時である。

第2表 感度実験の結果と比較

実験名称	地形	降水過程	CNTLとの違い	計算結果の特徴
CNTL	実地形	雲物理過程のみ、 KFスキームなし		実況よりも1時間遅れて降水分布が 表現されていた。
TEST1	実地形	降水過程なし (ドライモデル)	CNTLで見られた地上収束線が不 明瞭。四国瀬戸内側の風下低気圧 があまり東進しない。	地上収束線を維持しつつ瀬戸内を 東進するためには降水過程が重 要。
TEST2	高度∶0m、 粗度∶海	雲物理過程のみ、 KFスキームなし	降水域が位置ずれしており東進も 早い。地上の収束線が東進しなが ら次第に低気圧として顕在化。	地上収束線への暖湿気の供給が四 国の影響で阻害され、低気圧として への顕在化が遅れた。
TEST3	実地形	雲物理過程のみ、 KFスキームなし、 雨・霰・雪の蒸発を除去	若干降水量が減少したが、降水分 布も概ね同じ。	乾燥大気の振る舞いによる降水の 強化は小さい。

南端の 335K線付近を暖湿気の北端とみると、五島 列島以東では九州北部まで暖湿気が流れ込み、こ の前線位相と九州南部の地形効果に伴う降水がみ られる(第13図(a))。また、四国付近も地形効果 による降水が主体となっている。12時では、前線 位相は東に進み、相当温位 335K線は四国北西部か ら九州北部を経て南西方向にのびる(第13図(e))。 降水分布をみると南側(四国から九州中部)の地 形効果に伴う降水等により、前線位相による北側 の降水は強化されず、顕在化していない(第13 図(b))。15時になると、前線位相は更に東に進み

(第13図(f))、降水分布をみると四国中部に地形 効果に伴う降水がみられるが(第13図(c))、前線 位相に伴う線状に連なる降水帯が明瞭で、前線位 相の顕在化がみられる。

以上のことから、第2図にみられる 500hPa で 5760m 沿いの短波のトラフに伴う下層の相当温位 傾度の大きな領域は、九州の西から存在している ことがわかった。

(6) GPS 可降水量

大阪平野付近での降水の強まりは、降水分布から実況では2回あったが、JMANHMの結果では明瞭に2回あることを示せなかった。そこで、GPS可降水量の前1時間差をとってその変化を考察する

(第14図)。第14図から、GPS 可降水量の増大域 (暖色域)は、瀬戸内側を東進するものと四国南 岸を東北東進するものがある。このうち、最初の 降水の強まり(15時頃)は、瀬戸内側から東進す る増大域が対応している。また、18時頃の降水の 強まりには、四国南岸から東北東進した増大域が 対応している。衛星資料やレーダー等では、GPS 可降水量の増大域に対応する積乱雲域は見出せな かったが、増大域の移動は、降水の強まりに対し てそれぞれ移動経路の違う水蒸気が関与していた ことを示している。今事例では、降水の強化と GPS 可降水量の前1時間差との増大域について対応が よかったため、実況監視のツールとして、大阪平 野で線状降水帯が発生する時の GPS 可降水量の特 徴について、今後も調査を進める必要がある。

(7) まとめ

本事例の線状降水帯の発生過程と機構は以下のように考えられる。

- ①初期段階は、日本海の寒冷前線南側の暖域内で、 地上付近では南北に緩やかな相当温位傾度が 存在した。850hPa 付近には、中国地方西部に 500hPa の 5760m の高度線付近からのびるショ ートトラフに伴う前線位相が見られた。
- ②広島県西部の地上前線は系の動きに伴い東進したが、瀬戸内中部を東進する間は、四国に遮られるため暖湿気の流入が弱く、収束線上の対流は強まらなかった。
- ③地上収束線は兵庫県付近に達すると紀伊水道 から大量の暖湿気が流入し、収束線上の対流を 強め低気圧が顕在化した。
- ④この低気圧の顕在化に伴い、地上付近から下層 への相当温位傾度が大きくなり、下層から中層 に至る前線構造が明瞭となった。
- ⑤紀伊水道から流入する暖湿気は、この前線面に 沿って上昇・凝結し、前線に沿って線状の降水 帯を形成した。



第14図 GPS 可降水量の前1時間差(mm)。暖色系が可降水量の増大域を示し、寒色系が可降水量の減少域を示す。 黒破線は増大域の動きを示す。

なお、下層風がほぼ南風の場合、四国北東部に 地形の影響から低気圧が形成されるが、感度実験 などから、この地形の影響を受けた低気圧が線状 降水帯の形成に与える影響は小さいと考えられる。

(謝辞)

GPS可降水量は、国土地理院GPS連続観測システム のデータを気象庁気象研究所の小司禎教主任研究 官にて解析・処理した可降水量データを用いた。ま た、JRA25は気象庁と電力中央研究所の共同研究に より実施された長期再解析データで、この資料を利 用させて頂いた。

(参考文献)

- 山下寛・松長高雄, 淀川チャネルを語る会グルー プ、2008:淀川チャネル型大雨. 日本気象学会 関西支部例会要旨集, 114, 38-41.
- 朝原信長・瀬川知則・野村武司・鎌倉和夫,2007: 大阪平野における前線南下時に見られる線状降 水帯の特徴について. 平成19年度大阪管区気象 研究会誌 (大阪府).
- 吉崎正憲・加藤輝之,2007:豪雨・豪雪の気象学. 応用気象学シリーズ4,朝倉書店,196pp.

2.1.2 奈良県に影響する線状降水帯について

山本 陽子、岸本 満、小林 光昌、野中 栄作(奈良地方気象台) 伊藤 晋悟(関西航空地方気象台高松空港出張所)

(要旨)

奈良県に線状降水帯が発生した事例のうち、警 報級の雨を降らせた事例と注意報級の雨を降らせ た事例を詳細に解析し、線状降水帯形成と降水を 強化する要因を調査した。線状降水帯の形成には 「西風と南西風の水平シアー」が重要であり、冷 気層は必ずしも必要ではなかった。降水を強化す る要因には、「冷気層の存在(発達した降水セルを 停滞させる働き)」と「西風と南西風の水平シアー の厚さ」が重要な役割を果たしていると考えた。 西風の成因については解明できていない。

(1) はじめに

強雨をもたらす線状降水帯の構造や維持機構、 発達や移動を決定する要因を解明するため、警報 級の雨を降らせた 2004 年 11 月 12 日の事例(事例

A) と注意報級の雨を降らせた
 2006年7月2日の事例(事例 B)
 について詳細に解析し、共通
 点・相違点を導き出し、線状降
 水帯の形成及び発達の要因等を
 調査した。

(2) 事例解析

(2.1) 解析に用いた資料

解析には全国合成レーダーエ コー、関西国際空港と大阪国際 空港のDRAWのdual解析、ウイ ンドプロファイラ(以下、WPR)、 潮岬高層、地上、アメダス、気 象庁非静力学モデル(以下、 JMANHM)による再現実験のデー タ等を用いた。

(2.2) 降水の概要

【事例 A】11 日 19 時頃、中国地 方から九州北部にあった NE-SW 走行の弱い降水域がゆっくり東 進し、12 日 1 時~3 時頃、大阪 湾から奈良県北部に線状降水帯 が形成され、時間最大 85 ミリの雨が降った(第1 図(a))。強い降水セルは線状降水帯上をゆっくり と北東進した。

【事例 B】2 日 1 時頃、九州北部にあった NE-SW 走行の降水域が二つに分かれ、5 時頃、広島湾の 北東付近で時間最大約 50 ミリの雨を、また、長崎 県から大分県にかけて時間最大約 80 ミリの雨を 降らせ、この頃が最盛期であった(図略)。その後、 広島付近の降水域が近畿地方に東進し、新たに奈 良県~大阪府に線状降水帯が形成され、時間最大 26 ミリの雨を降らせた(第 1 図 (b))。この線状降 水帯上を強い降水セルが比較的速い速度で北東進 した。



第1図 解析雨量 (a)2004/11/12 2~3 時の1時間解析雨量 (b)2006/7/2 10 ~11時の1時間解析雨量



第 2 図 850hP 予想天気図 (a)2004/11/11 9 時イニシャルの FT=12 (b)2006/7/1 21時イニシャルの FT=12

(2.3) 総観場と高層実況

事例 A、B ともあり 500hPa ではトラフが渤海湾 から朝鮮半島付近に、西日本は西南西の流れとな っていた。また、700hPa でも西日本は西南西の流 れであった(図略)。850hPa では山陰沿岸付近に 相当温位の集中帯があり、その暖域側の西日本に は相対的な高相当温位が流入し(第2図)、地上で は日本海西部を低気圧が東進していた(第3図)。

線状降水帯発生前の潮岬高層の実況を第1表に 示す。事例Aより事例Bの方が強風であった。安 定度は2事例とも大きな差はみられなかった。

(2.4) WPR

第4図に WPR 平面図を、第5図に WPR 鉛直断面 図を示す。

【事例 A】第4図より高度 800mでは、12日0時、 高松と和歌山/美浜に西と南西の水平シアーがみ られ、その後12日4時過ぎに和歌山/美浜が西

要素	2004/11/11 21 時	2006/7/2 09 時			
風向・風速(850hPa)	$251^\circ~24 { m kt}$	246° $46 {\rm kt}$			
相当温位(850hPa)	331K	343K			
風向・風速(700hPa)	256° $30 {\rm kt}$	$251^\circ~56 { m kt}$			
相当温位(700hPa)	328K	342K			
SSI	0.6	-0.1			
K-index	34. 5	36.5			

第1表 潮岬の高層観測

~北西の風に変化しシアーは解消された。このシ アーは高松と和歌山/美浜では顕著であるが、西日 本全体を眺めるとシアーと総観場やエコー域との 対応は悪い。高度1500mでも、12日0時、高松と 和歌山/美浜に西と南西のシアーがみられ、その後 3時には和歌山/美浜でも西に変化しこのシアー は解消された。西日本全体を眺めると高度800m と同様、不明瞭であった。

第5図より高松では、最下層で西風が11日22 時頃から吹き始め、12日2時頃から最大で3000 mに達している。和歌山/美浜では南西風が吹くな か、1時頃から高度3000mで西風が入り始め、2 時には高度1000mまで達するが、再び3000mで南 西風が吹き始めており、3時過ぎには全層南西風 となる。

【事例 B】高度 800mでは、2 日1時、山陰西部沿 岸~九州北部にのびていた西風と南西風の水平シ アーは、瀬戸内以北で西風が先行する形で東進し 11時頃奈良県北部を通過している。シアーとエコ 一域は概ね対応がよい。高松では7時頃、南西風 から西風に変化している。高度 1500mでは、2 日 1時山陰西部沿岸~九州北部にのびていた西風と 南西風のシアーは東進し、山陰西部~瀬戸内海~ 豊後水道までは明瞭であったがその後、四国東部 から近畿地方では南西風が緩やかに西風に変化し、 シアーは不明瞭であった。



第4図 WPR 平面図 (a) 2004/11/12 0時 高度 800m (b) 2004/11/12 0時 高度 1500m (c) 2006/7/2 9時 高度 800m (d) 2006/7/2 9時 高度 1500m (風速の単位は kt)

高松の鉛直断面図では、西風の厚さは最大約 1300mであった。和歌山/美浜の鉛直断面図では奈 良県に線状降水帯が形成されている間は南西風が 続いていた。このことと西風が北から先行して内 陸に進入することが奈良県で線状降水帯が NE-SW 走向から次第に E-W 方向に寝てくる要因となって いる。

(2.5)事例 A の線状降水帯発生~終息の過程

12日0時20分~3時までの全国合成レーダーエ コーを第6図に示す。0時20分、弱い線状降水帯 Aが六甲山南側から北大阪に現れ、関空の北西海 上にもエコーが発生し北東方向に線状降水帯Bが のび始める。

1時~1時30分、線状降水帯Aは北東進し、線 状降水帯Bと合流し淀川沿いで強まる。合流した 線状降水帯A+Bには北西風と冷気層側から東~南 東風が吹き込んでいる。なお、線状降水帯A+Bの 南側の高度626mの生駒山では南西風の暖気が流 入している。関空の風が北東から西よりに変化し、 新たにエコーCが堺市付近で発生、発達し始める。

2時~2時30分、線状降水帯A+Bが東進しエコ -Cと合流して線状降水帯A+B+Cとなり、エコーC は更に発達し線状降水帯A+B+C上を北東進し奈良 県北西部に流入、線状降水帯A+B+Cは和泉山脈の 北側から奈良北西部をとおり滋賀南部までのびる。 3時、線状降水帯 A+B+Cの南側の動きは和泉山 脈付近で停滞し、北側は奈良県北東部まで東進し

が 新 に 線 状 降 水 帯 は 東 西 に 寝 た 形 と な り 不 明 瞭 と なった。

(2.6)事例 B の線状降水帯発生~終息の過程

9時00分~10時50分までの全国合成レーダー エコーを第7図に示す。9時、兵庫県南部にあっ たエコーが東進し9時40分京都府南部に達した頃、 このエコーに連なるように大阪南部沿岸にかけ線 状降水帯が発生し急速に発達した。その後、線状 降水帯は事例Aと同様な過程で東西に寝た形とな り不明瞭となった。

線状降水帯は西風(相対的冷気)と南西風(暖 気)のシアーが大阪湾を東進し上陸してから発生 している。

(2.7) 局地天気図

【事例 A】第8図に局地天気図を示す。気圧傾度 が小さく、大阪湾付近が気圧の谷となり、紀伊水 道から南よりの風、大阪平野から東よりの風、六 甲山付近から北よりの風、瀬戸内付近から西風が 緩やかに流入している。線状降水帯の発生時を含 む前後の時間帯、この気圧配置は大きく変化せず、



第5図 WPR 鉛直断面図(鉛直速度と風、赤破線は風のシアーを示す) (a) 高松 2004/11/11 21 時~11/12 3 時 (b) 和歌山/美浜 2004/11/12 0~6 時 (c) 高松 2006/7/2 6~12 時 (d) 和歌山/美浜 2006/7/2 6~12 時



第6図 2004/11/12の全国合成レーダーエコー図(6℃/km で高度補正したアメダス気温の等温線(黒線、1℃ 間隔)と風、降水帯(赤線)、降水帯名およびエコー名(赤字)、暖気(赤字 W)、冷気(青字 C)を示す)(a)0時 20分(b)1時00分(c)1時30分(d)2時00分(e)2時30分(f)3時00分「地形データにはUSGSの GTOP030を利用」



第7図 2006/7/2の全国合成レーダーエコー図 (6℃/km で高度補正したアメダス気温の等温線(黒線、1℃間隔)と風、降水帯(赤線)、暖気(赤字 W)、冷気(青字 C)を示す) (a)9時00分 (b)9時40分 (c)10時10分 (d)10時50分「地形データにはUSGSのGTOP030を利用」



第8図 局地天気図と全国合成レーダーエコー図 (0.5hPa 間隔でひいた海面気圧の等圧線(黒線)を示す)。 (a)2004/11/11 23時 (b) 2004/11/12 1時 (c)2006/7/2 5時 (d) 2006/7/2 9時

メソ低気圧は解析できない。WPR 高松では、22 時 頃から最下層で西風が翌朝まで吹いていた。

第9図にアメダス平面図を示す。気温は、紀伊 水道から大阪湾南部にかけて相対的に高くそれを 取り囲むように周りは低い。特に奈良盆地が冷え 込み、大阪平野にむけて冷気が広がっている。

【事例 B】気圧傾度が大きく、大阪湾には紀伊水 道から強い南西風が流入する中、5 時、シアーに 対応するエコー域の前面の香川県沿岸でメソ低気 圧が発生している。WPR 高松では、このメソ低気 圧の後面となる7時頃から最下層より西風が吹き 始めている。このメソ低気圧は瀬戸内海を東進し 大阪湾に達する頃から弱まったが、西風と南西風 のシアーは健在で大阪平野に東進しシアー上で線 状降水帯が発生している。このメソ低気圧は南側 に四国山地がある瀬戸内海をぬけた後弱まってい ることから、強い下層南西風場時に地形効果によ り発生したと推測される(第8図)。

この低気圧の後面のひうち灘では、豊後水道や 紀伊水道から暖気が流入せず、相対的冷気が取り 残されており(図略)、この相対的冷気がシアーに 流れ込んでいると思われる。

気温は、シアーの前面(奈良北部〜三重北部) が相対的に高く、後面(大阪湾)が低い。事例 A とは対照的である。

(2.8) 冷気層とその役割

アメダスの気温、風、降水量等を用い、冷気層 とその役割について述べる。

【事例 A】第6図(a)より、0時20分、冷気(約 18℃)が奈良県北部から大阪湾に広がり、友ヶ島 (高度 43m)と生駒山(高度 626m)は南西風が 吹き気温が高く、この間に冷気層が形成されてい ると考えられる。高度 468mの針も気温が低いこ とから冷気層の厚さは高い所で約 500mと見積も ることができる。この冷気層は線状降水帯 A+B や エコーCの発達する2時頃までは維持されている が、線状降水帯の進入により次第に弱まる。

1時頃から、熊取と堺の間でエコーCが発達し始 めるが、エコーCの上空500m (dual 解析)と生 駒山では南西風が流入しており、1500mの南西風 と西風の下層シアー (dual 解析)はまだ西に離れ ている。この発達したエコーCは、下層シアーが 接近する2時頃までほぼ停滞し、堺では1~2時ま での1時間で約40ミリの激しい雨が降り、気温は約2℃上昇した。エコーCの停滞と激しい降雨は冷気層の西端の気温傾度の大きい位置でおこっており、大阪湾からの暖湿と冷気層とがぶつかり、この状態が持続したのではと考えている。

【事例 B】事例 A と同様な構造で冷気層が奈良盆 地~大阪平野に形成されていたが(図略)南西風 の暖気が紀伊水道から流入し、線状降水帯発生前 に破壊されていた(第7図、第9図)。

(2.9) DRAWの dual 解析

【事例 A】第 10~12 図に dual 解析で求めた DRAW の解析図を示す。0時30分、南西風が流入してい る中、 淀川河口付近で線状降水帯 B が発生・発達 し始めている。1時30分、兵庫県南部沿岸付近か ら西風がこの線状降水帯 B に流入し、更に発達し ている。この流入した西風と南西風のシアーが線 状降水帯 A+B に対応する。堺市付近では南西風が 卓越する中、エコーC が発生・発達している。2 時00分、この西風領域は更にエリアを南東に広げ、 西風と南西風のシアーは奈良県北部~和泉山脈の 北側までのびた。エコーC はこのシアーにより更 に発達し、線状降水帯 A+B と連なり線状降水帯 A+B+C となった。2時30分、西風は北側が先行す る形で内陸に侵入し、一方、南西風は和泉山脈付 近に流入し続け、シアーラインは次第に東西に寝 た形となった。2時から2時30分頃にかけてエコ ーC がシアー上を北東進し、その後ろ側にもエコ ーが発生し、線状降水帯 A+B+C は最盛期となった。 3時00分、西風が奈良県北部から三重県に吹き抜 け、和泉山脈の南に流入している南西風も弱まり、 線状降水帯 A+B+C は衰弱し始めた(第10図)。 2時05分の堺市付近の東西断面図(第11図)よ り、シアーの厚さは2500~3000mあり、下層ほど 西よりの風が先行し北西方向に傾いていることが わかる。同時刻での高度1000mと2000mの収発散 分布図(第12図)を比較すると、高度2000mの 収束域の東側に 1000mの収束域があり下層ほど 西風が先行していることがわかる。

【事例 B】大阪平野に南西風が流入する中、西風が進入し、大阪府北部から京都府南部ではシアーが明瞭になったが、奈良県北部〜大阪中南部ではシアーは不明瞭であった。シアーは不明瞭ながら 事例 A と同様に東進し東西に寝た形となった(第



第9図 アメダス平面図(6℃/kmで高度補正したアメダス気温の等温線(黒線) と風を示す) (a) 2004/11/12 2時 20分 (b) 2006/7/2 10時 10 分



第10図 DRAW 平面図 (dual 解析(大航、関空を使用)の風と関空の反射強度(黄色は 40dBZ 以上)、赤線 および赤破線はシアーを示す。)2004/11/12の高度 1500m (a)0時 30分(b)1時 30分(c)2時 00分 2006/7/2 の高度 1000m (d)9時 25分(e)9時 45分(f)10時 30分



第11図 DRAWの東西方向の断面図(dual 解析(大航、関空を使用)の風と関空の反射強度、白破線 はシアーを示す)(a)2004/11/122時05分の北緯34.6度(b)2006/7/29時50分の北緯34.5度

10 図)。9時50分の東西断面図(第11 図)より、 シアーの厚さは薄く、地上が一番明瞭で高度1000 m付近から不明瞭となっている。

(2.10) JMANHM

事例Aについて線状降水帯の発生・発達メカニズムを調べるためにJMANHMによる実験を行った。初期条件の異なる2つの実験結果を以下に示す。

- 2004111112UTC を初期時刻とした格子間隔 5km を親モデルとし、15UTC を初期時刻と し格子間隔 2km にネスティングした再現実 験
- 気象研究所による 2004111112UTC を初期時 刻とした格子間隔 5km を親モデルとし、格 子間隔 2km にネスティングした再現実験

NHM2km での1時間降水量を第13図(①は(a)、 ②は(b)) に示す。①では和泉山脈付近で発達した 線状降水帯(線状降水帯 A+B+C の後半)は大まか に表現できたが、淀川沿いで発達した線状降水帯 (線状降水帯 A や B) は表現できなかった。和泉 山脈付近で発達した線状降水帯は、最初に 950hPa に収束域がみられ、その後徐々に高度をあげ 850hPa 以上に達している(図略)。950hPa の収束 域は高相当温位の南西風(下層 inflow に対応)と 低相当温位の西風の水平シアーに対応しており、 700hPa は南西風が持続している(第14図)。下層 inflow と中層の風がほぼ同じ風向ではあるが、バ ックビルディング型がシアーの先端 (700hPa の風 上側)に対流セルを発生させるのに比べ、この事 例ではシアーの先端だけでなくその側面でも対流 セルが発生しており、バック アンド サイド ビル ディング型と考えられる。この水平シアーを実況 と比較すると、dual 解析では高度 2000m でも明瞭 であったが、モデルでは 950hPa (約 600m) では明 瞭だが 850hPa(約 1500m)では一様に西南西風と なりシアーは不明瞭であった。

②では淀川沿いで発達した線状降水帯がよく表 現できており、和泉山脈付近で発達した線状降水 帯は表現できなかった。淀川沿いの線状降水帯は 淡路島北西側の地上の収束域が強まり、その後 950、850hPa の収束域が降水域と同じ場所に形成 されている(図略)。地上の収束域は高相当温位の 南風(下層 inflow に対応)と瀬戸内からの西風の 水平シアーであり、700hPa は西南西風が持続して いる(第15図)。地上のシアー上に発生した対流 セルは700hPaの風に流され東北東進、その間も下 層 inflow からの暖気を補給しながら発達してお り、バック アンド サイド ビルディング型と考え られる。

①、②とも地上では冷気層の表現は弱く(図略)、
 冷気層からの北東~東の風は再現できなかった。

線状降水帯の形成場所が①は和泉山脈、②は淀 川沿いと異なる。その要因として紀伊水道から大 阪湾へ流入する地上の南風に着目した。第13 図を 見ると(b)(②に対応)では紀伊水道から南風が大 阪湾まで北上しており、淡路島北西側で瀬戸内か らの西風と収束している。しかし(a)(①に対応) では紀伊水道の南西風が紀伊半島へ流入し、一部 大阪湾へ流れ込んだ南西風が湾の奥で陸地にぶつ かり収束している。(a)と(b)では初期値が3時間 ずれているため、東の高気圧の位置が(a)では遠く 離れ(b)では近いので、紀伊水道の風向に違いが現 れた。

これらの結果から、和歌山/美浜付近の地上の風 向が南よりであれば淀川沿いに、南西よりであれ ば和泉山脈沿いに線状降水帯が形成されているこ とがわかる。ただし、他の要因も考えられるので、 事例を増やし、また実況との比較による検証も今 後の課題としたい。

(3) まとめ

事例Aと事例Bとの比較を第2表にまとめた。

(3.1) 線状降水帯発生要因について

線状降水帯の発生には西風と南西風のシアーが 重要で、紀伊水道から流入する南西風の暖気を持 ち上げる「西風」が必要であると思われる。

この「西風」の発生要因を以下にまとめる。

事例BはWPR800mで九州方面からシアーが東進 してきている。地上では、下層南西風が強い場の 中、香川県沿岸付近にメソ低気圧が発生・東進し、 さらに西風が強化されたことが考えられる。

事例Aは下層南西風が弱くメソ低気圧は発生していない。線状降水帯発生前にWPRの高度800と1500mにおいて高松では西風が吹いていたが明瞭なシアーは解析できず、大阪湾に入りdual解析では明瞭なシアーが解析できたことから、事例Aについては西風の発生要因は特定できなかったが、



292 299 307 315 323 331 336 292 299 307 315 323 331 336 -600 -400 -200 0 200 400 600 第 15 図 格子間隔 2km の JMANHM で再現した②の結果 FT=30M (a) 700hPa 相当温位(b) 1000hPa 相当温位(c) 地上の収・発散

大阪湾で西風が強化されたことは推測できる。

(3.2) 降水を強化する要因について

降水の強化には2つの要因があった。

① 南西風と西風のシアーの厚さ

警報級の雨が降った事例Aと注意報級の雨が降った事例Bを比較すると、事例Aはシアーの厚さが約2500~3000mあり、下層ほど西よりの風が先行し北西方向に傾いていた。一方、事例Bはシアーの厚さは1000m以下で上記の特徴はなかった。

② 降水セルの移動速度

事例Bでは同じ場所に30分程度しか降っていなかったが、事例Aはエコーの動きが遅く、同じ場所で1時間程度降り続けていた。

冷気層の存在

事例 A では冷気層が存在し南からの暖湿流とぶつ かりあった場所で降水セルが発生・発達していた。

(3.3) 冷気層についての考察

冷気層の役割について、以下のことがわかった。 ①線状降水帯の形成 事例 B のように冷気層が破壊されても線状降水帯 が形成されていることから、必ずしも線状降水帯 の形成に必要ではない。

②降水セルの強化

事例 A では冷気層の西端の気温傾度の大きい位置 でエコーの発生や発達が始まり、動きも遅くなっ ていることから、線状降水帯 B やエコーC が大阪 湾や大阪平野で発生・発達するのを促す役目があ ると思われる。

今後は、冷気層が形成されている事例等を抽出 解析し、JMANHM においては再現結果の精度を上げ て、シアーを形成する西風の発生要因や、冷気層 の役割を解明したい。

(謝辞)

関西航空地方気象台および大阪航空測候所の 方々にドップラーレーダーデータを提供していた だきました。また、ドップラーレーダーデータの dual 解析には気象研究所提供のソフト「Draft」 を使用させていただきました。心より感謝いたし ます。

	事例A	事例 B					
総観場	日本海に低気圧 近畿地方は寒冷前線前面の暖域内						
潮岬の高層	850hPaの風 WSW で弱い 安定度は悪い	850hPa の風 WSW で強い 安定度は悪い					
強雨の時間帯	未明	昼前					
WPR で解析した	高松/美浜のシアー 800~1500m まで明瞭	高松/美浜のシアー 800m で明瞭					
西と南西のシアー	総観場やエコー域との対応悪い	総観場やエコー域との対応良い					
	高松では 3000m 以下で西風	高松では 1300m 以下で西風					
DRAW で dual 解析した	大阪湾では 500~2500m で西風	500~1000m で西風					
西と南西のシアー	シアーの厚さは 2500m	シアーの厚さは1000m					
シアーは	地上で寒気が流入した形跡がない	地上で寒気が流入した形跡はある					
寒冷前線か?	850hPa では温度傾度は大きくない	WPR で 1300m 以下でしか西風が明瞭ではなく典					
	寒冷前線ではないと思われる	型的な寒冷前線の構造はみえなかった					
		寒冷前線ではないと思われる					
メソ低気圧の有無	無	有					
西風の成因	WPR 高松では明瞭ではなかった西風が	下層の西風は九州地方から東進、その前面では					
	DRAW では大阪湾で明瞭な西風が解析で	下層南西風が強く瀬戸内海にメソ低気圧が発					
	き、大阪湾で西風が強化された	生し地上ではさらに西風が強化された					
冷気層の有無	有(冷気層の西端の温度傾度の大きい場所	無					
	で降水セルが発達していた)						
降水セル移動速度	遅い	速い					

第2表 事例Aと事例Bとの比較表

2.1.3 2008 年 6 月 20 日の線状降水帯の事例について

坂本 啓、石山 満、小野 善史、鈴木 和男、河野 誠(京都地方気象台)

(要旨)

梅雨前線の暖域内で線状降水帯が発生した 2008年6月20日の事例を調査した。短波の谷の 通過に対応して、下層では瀬戸内側の西風と紀伊 水道からの南西風が大阪付近で合流場を形成して おり、淀川沿いに線状降水帯が形成されたタイミ ングとよく合致していることが分かった。気象庁 非静力学モデル(以下、JMANHM)による実験では、 京都府南部での線状降水帯の再現は出来なかった が、アンサンブル予報では一部で再現することが できた。

(1) はじめに

線状降水帯は豪雨や強雨を伴うことが多く、し ばしば災害が発生するため、要因や構造の解明が 重要な課題となっている。この事例でも、宇治市 では、床上浸水等の家屋被害が発生した。

(2) 現象の概要

西日本の日本海沿岸には梅雨前 線が停滞し、前線に向かって下層 には暖湿気が流れ込み、上空には 寒気が流れ込んで、大気の状態が 非常に不安定となっていた。第1 図に地上天気図を示す。20時過ぎ から、淀川沿いに線状降水帯が形 成され、京都府の雨量では22時ま での1時間に八幡市で72mm、宇治 市で 56mm を観測し、解析雨量では八幡市付近で 75mm を観測した。京都府の雨量も加えた時間別の 雨量を第1表に、解析雨量を第2図に示す。アメ ダスの日雨量の分布(第3図)では短時間強雨の 地域が不明瞭だが、解析雨量に見られるように23 時までの3時間程の間に、限られた範囲に帯状の 強雨域が形成されていた。

(3) 総観場



第1図 地上天気図(6月20日21時)

第1表 時間別の雨量(6月20日)

地点书	〔名 住所		17時	18	19	20	21	22	23	24	任意1h	日雨量
八幡	(府)	八幡市八幡東島	1	14	4	17	38	72	18	9	79	174
宇治	(府)	宇治市宇治若森	0	12	4	7	5	56	30	6	57	130
京田辺	(気)	京田辺市興戸	5	6	2	5	4.5	33	2.5	2.5	34.5	99.5
田辺	(府)	京田辺市田辺明田	5	3	2	4	2	29	2	2	29	92
長岡京	(気)	長岡京市天神	0	3.5	2	8	5.5	25	31	6	31	86
笠取	(府)	宇治市西笠取石原	1	12	13	9	20	23	23	13	33	122
荒木	(府)	宇治田原町	1	3	2	3	1	17	6	5	17	63
勧修寺	(府)	京都市山科区	0	4	8	13	25	26	20	26	30	104
京都	(気)	京都市中京区西/京	0	1	1.5	1	4	1.5	4.5	6	9.5	34.5

※ 地点名で(府)は京都府の雨量計、(気)は気象庁のアメダス



第2図 解析雨量(6月20日,1km格子,正時値)

(3.1) 高層実況図

20日21時には、500hPaで短波の谷が近畿付近 を通過しており(第4図)、ウィンドプロファイラ (以下、WPR)の3000m(第5図)や水蒸気画像(第 6図)でも、谷の通過が確認できる。850hPaでは、 西回りで暖湿気が流れ込んでいる様子が分かる (第7図)。



(3.2) ウィンドプロファイラ (WPR) の下層風

第3図 アメダス日雨量(6月20日)



第4図 500hPa 高層天気図(6月20日21時)



第8回に、高松と和歌山/美浜の2地点のWPR の時系列を示す。下層風がそろっている所には矢 印を入れてある。20時30分頃から、高松の下層 風が西風に変わっており、これは淀川沿いに線状 降水帯が形成され始めた時間と合致している。瀬 戸内側の西風と紀伊水道からの南西風との合流場 となっていると考えられ、23時以降は和歌山/美 浜の下層風が西寄りに変わり、強雨の終息は下層 の合流場の解消と概ね合っていた。

(3.3) 冷気層の存在について

第9図に局地天気図を示す。メソじょう乱の発 生は確認できない。滋賀県付近が弱いながら高圧 部となっており、アメダスの平面図からは京都府 南部までは薄い冷気層が形成されていた可能性が ある(第10図)。

航空機自動観測データ(以下、ACARS)を使って 淀川付近の下層風と温度場を解析してみる(第11



第6図 水蒸気画像(6月20日)





図)。温度の逆転や地表近くの北東風は解析できない。

なお、本調査では日本航空、全日本空輸から 提供いただいた ACARS を利用している。淀川沿 いに発生する線状降水帯の形成構造等の解明は、 航空機の安全な離発着にも貢献できると考える。

(3.4) 強雨域の追跡

第12回に、10分毎のレーダー画像を示す。 特徴的な強雨域を追跡してみると、八幡市付近 で短時間強雨をもたらせたものは、東北東へ約 43km/h で移動していた。

(4) JMANHM による再現実験

JMANHM によるモデル実験では、実況の様な線



第9図 局地天気図(6月20日21時)



第10図 アメダス平面図(6月20日)



第11図 ACARSを用いた淀川沿いの下層解析(6月20日)

状降水帯は形成されていないが、領域を広げて実 験することにより、初期値によっては下層(925 や850hPa)が近畿中部で収束し、強雨域を予想し ている場合もあった。第13回に、20日03UTC初 期値の計算結果を示す。時間や場所については、 実況との違いも大きく、今後もDVD-NHMを使った モデル実験を続けていく必要がある。強雨域の表 現があまり出来ていない初期値では、下層で紀伊 水道からの南分の入りが不十分だったり、瀬戸内 側の西風が予想されていない等の特徴が見られた。

(5) アンサンブル予報

気象研究所によるアンサンブル予報の実験では、

ごく一部であるが、淀川沿いの線状降水帯が予想 されているメンバーが見られた。5km メッシュで 最も再現性の高かった#002 メンバーの地上降水 分布を第14図に、下層風を第15図に、断面図を 第16図に示す。1000mより下層で瀬戸内側からの 西風と紀伊水道からの南南西風が合流場を形成し、 暖気が大阪湾から淀川沿いに流入していることが 確認できる。

(6) まとめ

梅雨前線の暖域内で、淀川沿いに線状降水帯が 形成され、1時間に70ミリを超える短時間強雨と なった。短波の谷の通過に対応して、下層では瀬



第12図 特徴的な強雨域の追跡(6月20日、レーダー画像10分毎)



第 13 図 JMANHM の実験結果 (6 月 20 日 12 時初期 値) (1時間降水量+850hPa 風)



第14図 アンサンブル予報の地上予想(線状降水帯の予想 できていたメンバー#002,降水60分積算)
戸内側の西風と紀伊水道からの南西風との合流場 が形成された。そのタイミングで線状降水帯が形 成され、短時間強雨の終息も合流場の解消と概ね 合っていた。なお、メソ擾乱は解析されず、冷気 層については明瞭なものは確認できなかった。

モデル実験については、JMANHM ではうまく再現 ができなかったが、アンサンブル予報では淀川沿 いの線状降水帯を予想できているメンバーが見ら れた。JMANHMで下層の合流場がある度予想できて いる初期値では、実況との差は大きいが近畿中部 での強雨を予想している場合もあり、短波の谷の 通過するタイミングで下層の合流場が形成される かどうかが重要と考える。



第15図 アンサンブル予報の下層風(#026月20日23時)







2.1.4 近畿地方中部の線状降水帯のまとめ

瀬川 知則、朝原 信長、岩本 久雄、飯田 早苗、濱崎 博史、牧田 広道、鎌倉 和夫(大阪管区気象台)

近畿地方中部の線状降水帯について、大阪管区 気象台、京都地方気象台、奈良地方気象台の3官 署で調査を行った。

解析事例日は、大阪は 2004 年 5 月 13 日、京都 は 2008 年 6 月 20 日、奈良は 2004 年 11 月 12 日と 2006 年 7 月 2 日である。

a. 線状降水帯の様相についての共通する特徴

エコーの発達・衰弱の状況をみると、九州方面 から東進してきたエコー群が、大阪平野で局所的 に急速に発達した。大阪平野で発達した線状エコ ーは、大阪平野を通過すると急速に弱まり始めた。 また、エコーの走向は北東から南西方向に伸びて いたことがそれぞれ共通していた。

b. 各事例に共通する発生原因

地上天気図でみると、日本海の寒冷前線の南側 や日本海沿岸部に停滞する梅雨前線の南側での現 象となっており、近畿地方中部には明瞭な擾乱等 は解析されず、暖域内の局地的な要因(地上付近 の冷気層)が当初は着目されたが、JMANHMの計算 結果からは地上付近の冷気層の影響は小さかった。

大阪の事例では、東進する傾圧帯の顕在化、奈 良、京都の事例では、大阪湾付近での西風と南西 風のシアーの形成が線状の降水帯の形成の要因と している。東進してくる傾圧帯やシアーが、大阪 湾付近に達すると紀伊水道から直接流れ込む暖湿 気により顕在化する。この傾圧帯やシアーに沿っ て暖湿気は持ち上げられ凝結し、線状の降水分布 となる。また、内陸部まで広がる要因としては、 第1図の地形図(標高図)をみると大阪平野から 淀川に沿って琵琶湖に北東に連なる標高の低い地 域があり、大阪湾からの南西風の暖湿気が流入し やすい地形となっている。このような形状の地形 の影響が大きいと考える。 c. 各事例に共通する予測可能性(移動、雨量)

500hPa 面の状況をみるとメインのトラフとは 別に、近畿地方を短波のトラフが通過している。 地上付近では不明瞭ではあるが、ウィンドプロフ ァイラ等で確認すると下層、中層にシアーがみら れる。今調査の結果から着目点としては、以下の 点が挙げられる。

① 総観場では、500hPaの短波のトラフの存在。

② 実況監視では、大阪湾での西風と南西風の シアーの存在。

(高松ウィンドプロファイラでの監視)。

- ③ 紀伊水道からの暖湿気の流入の強まり。
 (美浜ウィンドプロファイラ、室戸岬や友が島の風向、風速の変化の監視)
- ④ GPS 可降水量の増加。



第1図 近畿付近の地形図(標高図) 国土数値情報を基に作成

2.2 日本海側から南下する線状降水帯

2.2.1 2007 年 3 月 31 日の線状降水帯について

堀川 和久、濱田 卓二、足立 誠、佐々木 啓壮(松江地方気象台)

(要旨)

2007 年 3 月 31 日に日本海から中国地方を南下 した寒冷前線に現れた線状降水帯について、気象 庁非静力学モデル(以下、「JMANHM」という)によ る再現実験を行い解析した。日本海海上から陸上 に降水帯が掛かるまでの再現はよくないものの陸 上での再現はよく、解析した結果、「バック アン ドサイドビルディング型」に類似した構造を持 つ降水メカニズムであることが分かった。また、 感度実験から、地形により降水が強化された、可 能性があることも分かった。

(1) はじめに

2007 年 3 月 31 日(以下、断らない限り JST) に 日本海の低気圧からのびる寒冷前線の南下に伴い、 山陰沖西部にテーパリングクラウドが発生し、発 達しながら島根県を通過した。17 時から 20 時の 間に、東部を中心に 1 時間 40 ミリ以上の激しい雨 を観測した。この島根県を南下した線状降水帯(以 下、「降水帯」という)の降水メカニズムについて 調べるため、JMANHM による再現実験を行ったので 報告する。

(2) 再現実験の概要

JMANHMによる計算は、初期時刻3月30日12UTC、 格子間隔5km・格子数201×201で行い、この結果 の3月30日18UTCを親モデルとして格子間隔 2km・格子数161×161を実行した。10分ごとの計 算結果について、モデル面2層目(20m)および 7層目(約500m)の水平風ベクトル・相当温位お よび、P面925、850、700、500の相当温位(以下、 「θe」という)と水平風ベクトルを可視化した。

レーダーエコーと比較すると、降水帯の位置や 個々の強雨域に関しては、高θeの対応がよかっ た。

(3) 計算結果

(3.1) レーダー画像との比較

第1図に31日18時から20時の、2層目と7層 目の結果およびレーダーエコーを示す。

2 層目では山口県から北東へ陸上に沿うように 高 θ e が流入しその先端で西風と南西風が収束し、 これに対応しているとみられる線状のエコーが東 西にのびている。19時までは、若干南下している ものの、ほぼ同じようなところに高 θ e が流入し 風の収束域に対応してエコーがある。19時以降は、 高 θ e の流入が東進をはじめ、風の収束も不明瞭 ななり、これに伴い対応していたエコーも衰弱す る。

7層目では、陸上と海上それぞれ北東方向へ高 θ e が流入しており、前線の本体と思われる海上 の降水域との対応がよい。19時までは、陸上の高 θ e は、2 層目とほぼ同様だが、19時以降は、海 上から東進してきたものと一体しそのまま東進し ている。

(3.2) 断面

第2図に18時及び20時(前線が南下したことからA-Bのみ)の断面図を示す。

約 1000m以上に高 θ eの層があり、18 時では下 降流に伴い県内の地上付近まで高 θ eの気塊が降 りている。

また北東進しながら高度を上げている。第3図 の流跡線図でも北東進しながら一度高度を下げた あと上昇している。20時は、県西部では広島県側 に高θeの気塊が降りている。

(3.3) 流跡線図

第3図の流跡線図は、17時から20時までの流 跡線に10分毎にポイント表示させた。

沿岸から離れるにしたがい北東進から東進へ変 わっていく。

また沿岸に近いもので、約 2000mより下層では、 北東進後県東部に近づくにつれ東よりに進路を変 えると共に上昇している。陸上の沿岸に近いもの もほぼ同様で、上昇する場所は、エコーの発達し



第1図 JMANHM による、31日18時から20時までの計算結果(30分毎) とレーダーエコーとの比較。中列:2層目の相当温位と水平風ベクトル、 右列:7層目の相当温位と水平風ベクトル。



第2図 JMANHM による、上段左の実線 A-B、C-D の断面図。表示要素は、相当 温位と鉛直循環ベクトル。



第3図 17時から20時までの流跡線図

た場所にほぼ対応している。

(3.4) 感度実験

中国山地の高さを半分にしたとき、およびほとんど無くしたときの1時間降水量、モデル面2、7 層目の水平風ベクトル・相当温位の可視化を試みた。

第4図は、1時間降水量を18時から20時まで を示す。18時、18時30分の降水はデフォルトよ り弱く表現されているが、その時間以外の降水表 現や全体の動き、降水域はあ

まり違いがなかった。

第5図に2層目の水平風ベ クトル・相当温位、第6図に 7層目の水平風ベクトル・相 当温位をしめす。山口県から 北東へ陸上に沿う高θeは順 調に東進し、風の収束付近の 風速がデフォルトより弱く表 現された。特に7層目の18 時から19時までが顕著となった。

(4) 考察

計算結果および実況の解析 から、降水メカニズムを考察 する。

31 日 18 時ごろ、寒冷前線 の南下に伴って、海上にある 降水エコーが弱まりながら県 東部へ移動してきたが、山口 県からの陸上付近の南西風と 前線前面の西南西〜西の収束 域に対応して東西の線状エコ ーが形成された。このエコー は急速に発達したあと中層の 西風に流されて衰弱した。

この前線前面で発生発達し たエコーは中層風とは直交は せずやや斜めながらも、陸上 を流れてきた下層の暖湿気に よる地上の収束域で対流セル が、発生発達していることか ら、瀬古 (2001) が示した「バ ック アンド サイドビルディング型」に類似した 構造を持つ降水メカニズムであると思われる。

また、感度実験から地形による下層風の強化が、 降水強化の要因のひとつと思われる。

(参考文献)

瀬古弘,2001: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.東京大学理 学系研究科地球惑星科学専攻博士論文,136pp.



第4図 JMANHM による、1時間降水量の地形の違いによる比較。左列:**地形** デフォルト 中列:山地の高さを半分 右列:山地の高さほとんど無し



305.5 309.0 313.0 317.0 321.0 325.0 328.5

305.5 309.0 313.0 317.0 321.0 325.0 328.5

第5図 JMANHM による、2層目の相当温位と水平風ベクト ルの地形の違いによる比較。左列:**地形デフォルト**中 列:**山地の高さを半分**右列:**山地の高さほとんど無し** 第6図 JMANHM による、7層目の相当温位と水平風ベク トルの地形の違いによる比較。左列:地形デフォルト 中列:山地の高さを半分 右列:山地の高さほとんど無 し。

2.2.2 2007 年 3 月 31 日の前線南下に伴う線状降水帯の構造

今野 暁、小山 芳太、金森 恒雄(神戸海洋気象台) 堀川 和久、足立 誠(松江地方気象台)、瀬古 弘(気象研究所)

(1) はじめに

神戸海洋気象台では線状に形成される降水帯の 形成や維持機構について調査を行っている。今回 は、日本海にある低気圧からのびる寒冷前線が西 日本を通過し、短時間強雨や落雷の被害が発生し た2007年3月31日の事例について、観測データ と気象庁非静力学モデル(以下 JMANHM)での解析 を基にした、気流構造の調査結果を報告する。

(2) 総観スケールの特徴

第1図に2007年3月31日の15時から21時ま での地上天気図を示す。南東進する低気圧Aが中 国東北部にあり、この低気圧に対し左回りで回転 するように東進する低気圧Bが日本海にある。こ の低気圧Bからのびる寒冷前線が18時頃から島 根県にかかり始め、21時には山陽まで南下した。 太平洋上には高気圧があり、西日本は寒冷前線の 南西側では暖湿気が流入している。

(3) 観測データの特徴

第2図に15時40分のレーダー画像を示す。エ コーの強い領域が大きく分けて二本(降水系1、 降水系2)観測され、東北東に広がるテーパリン グ状の雲域が島根県にかかり始め、これがゆっく りと南下した。この雨により島根県では17時 から 20 時の間に、東部を中心に 1 時間 40 ミリ以 上の激しい雨を観測した。

第3図に兵庫県付近の21時50分のレーダー画 像を示す。東西にのびる線状の降水帯が兵庫県南 部を東進し、多い所で1時間34ミリの激しい雨が 観測され、また雷雲の通過に伴って95万件もの



第2図 31日15時40分の日本海のレーダー画像



第3図 21時50分の兵庫付近のレーダー画像



第1図 31日15時、18時、21時の地上天気図

停電が報告されている。

第4図に対馬市厳原のウィンドプロファイラの 観測データを示す。地上付近の風向の変化から、 寒冷前線は16時30分頃に通過している。また、 前線後方には乾燥域の存在を示唆している。

第5図にアメダスで観測された前1時間の気温 変化の分布と風向・風速の図を示す。積乱雲から の降水により地表付近の気温が下がり、それまで ほぼ一様に南西風が吹いていた地点で北よりの風 向成分を観測している。これは、対流雲からの冷 気外出流によるものと思われる。この冷気外出流 と紀伊水道から流入する湿った南風、及び海岸線 の地形効果により、23時前後に兵庫県南部を通 過する降水エコーは、南側に移動し、直線には東 進していかったものと考える。

第6図に潮岬の21時の高層観測のエマグラムを 示す。自由対流高度は約1500メートルであり、 紀伊水道から流入する下層の気塊は温かく湿って おり、中層よりも相当温位が高く、対流不安定な 成層状態となっている。

(4) JMANHM による数値実験

今回行った数値実験では、①西日本を覆ったテ ーパリングクラウドの全体像と、②その衰弱期に 組織化し兵庫県で局地的に発達し東進した雷雲、 この二つのスケールの違う現象が比較的良く再現 されていたので、その気流構造を解析した。

(4.1) 西日本での広域現象

まず、格子間隔 5km、格子数 201x201 の結果を 使い、島根県を含む西日本広域の気流構造を調査 した。

第7図に21時の実況とNHMの計算結果の比較 及び衛星赤外画像を示す。この時間はすでに広域 のテーパリングは最盛期を過ぎているが、広域で の降水はよく再現されている。

第8図に21時の各層の相当温位を示す。日本海に 北東から南西にのびる寒冷前線に対応すると思わ れるシアーが解析され、その北側に低相当温位域 (寒気側)が、南側には、南西風により九州付近 から高相当温位(暖気側)の気塊が流入している のが分かる。各層の風向に注目すれば、下層は寒







気側で北西、暖気側で南西、中層以上は西南西か ら西となっている。また、500hPa 面では積乱雲 の列が周りより相当温位が高く表現されている。

第9図に相当温位断面図を示す。前線付近で収 束しこれがトリガーとなって積乱雲が発生し、南 からの高相当温位の気塊の流入が継続し、積乱雲 となって東へ流れている。

第10図に流跡線解析を示す。第10図(a)は20時、9000mの高度にあった気塊がどこから来たのかを示している。ほぼ一様に西風であるが、少数のトレーサーが九州の北側を回りこんで、山地で積乱雲に対応として発達しているのが分かる。第10図(b)はほぼ同時刻の下層の収束を表している。

(4.2) 兵庫県での狭域現象

次に、格子間隔 2km、格子数 102x102、(親モデ ル 5km)を使い、兵庫県付近の気流構造を調査し た。

第11図に JMANHM で表現された兵庫県付近の21

時50分までの1時間降水量を示す。発生場所、時 間帯のずれはあるが、レーダー観測の降水域とも 比較的対応が良いので、これに着目する。

第12 図は JMANHM で再現された降水帯に流入す る気流構造を調べるために行なった流跡線解析の 図である。下層は南西の瀬戸内海や南の紀伊水道 から流入しており、上の層になるほど西から流入 している。

(5) まとめ

西日本での広域の現象としては、下層収束線 (前線)をトリガーとして対流雲が発生し、発達 しながら東北東方向に流されることにより線状の 降水帯を形成したものと考える。下層の高相当温 位の分布からも分かるように、水蒸気の供給は九 州付近であると考えられる。

兵庫県内では、トリガーははっきりしないが、 もう少し小さいスケールで線状降水帯が形成され、 早い速度で東に移動した。流跡線解析の下層の気 流をみると、水蒸気の供給は紀伊水道や瀬戸内海



第8図 各層の相当温位分布。 左からそれぞれ925、850、700、500hPa。



であった。

これらのことから、西日本広域、兵庫県での狭 域のいずれの現象も、バック アンド サイド ビル ディング型の構造をもつ線状降水帯と考えるが、 兵庫県付近の現象に関しては、対流不安定な気塊 の紀伊水道からの流入と線状降水帯からの冷気外 出流を示すアメダスのデータを考慮すれば、スコ ールライン型のメカニズムも複合して起きている と考えられる。第13 図に模式図を示す。

(参考文献)

- 伏木一郎・他,2008:2007年3月31日の前線南 下に伴う線状降水系の構造について(気象庁非 静力学モデルを用いた考察). 平成19年度大阪 管区府県研究会誌.
- 瀬古 弘,2001:中緯度のメソ β スケールの線状 降水系の形態と維持機構に関する研究.東京大 学大学院理学系研究科博士論文,136pp.



第13図 兵庫県付近の現象の模式図。 実線は寒冷前線。矢印は下層風と中層 風を示す。

2.2.3 2008 年7月28日の大雨

佐伯 準司、石田 保明、佐藤 兼太郎(舞鶴海洋気象台) 金森 恒雄、田中 秀樹、小山 芳太、今野 暁(神戸海洋気象台)

(1) 現象の概要

第1図に2008年7月28日6時から15時までの 3時間ごとのレーダーエコー図を示す。

28 日早朝、隠岐の島から北陸にかけて線状の降 水エコーが停滞し、石川県や富山県では1時間に 100 ミリを越える短時間の大雨が降った。また、 この大雨で石川県では、500 棟を超える床上浸水 が発生し、各地で避難指示や避難勧告が発表され た。

この線状の降水エコーは次第に南下し、11 時頃には丹後半島にかかり始め、その後、15 時頃にか

けて丹後半島付近に停滞した。このため、(アメダ ス) 京丹後市峰山と宮津では、14 時から 15 時に かけて日最大1時間降水量がそれぞれ81.0ミリと 71.0ミリの猛烈な雨が降り、京丹後市では床上浸 水 10 棟などの被害が発生した。

また、これとは別に、11 時頃から京都府南丹市 や京都市付近で降水エコーが発生し、12 時には北 西から南東にのびる線状降水帯を形成し発達した。 13 時には、滋賀県から伊勢湾付近の強雨域と一体 化しながら南西進した。この降水エコーにより、 13 時には、京都市と宇治市で1 時間 60 ミリ以上







の解析雨量を解析した。また、(アメダス)長岡では14時に1時間降水量76.5ミリを観測した。

兵庫県の六甲山の南ろく付近では、昼過ぎから 降り出した雨が14時20分ころから急激に強まり、 1時間40ミリ以上の激しい雨が南ろくの広範囲に 降った。この雨により、都賀川では急激に増水し、 河川敷で水遊びをしていた学童保育の小学生ら大 勢の方が流され、小学生3人と保育園児、成人2 人の計5人が濁流に巻き込まれて死亡した。

(2) 総観スケールの特徴

(2.1) 地上天気図

第2図に、28日09時の地上天気図を示す。北 海道の西海上には低気圧があり東に移動している。 また、日本の南海上には太平洋高気圧があって西 に勢力を強めている。一方、台湾付近には台風が あって、ゆっくり北西へ進んでいる。山陰沖から 東日本にかけては前線が停滞していた。

(2.2) 500hPa 面天気図と流跡線解析

第3図に28日21時の500hPa面天気図を示す。破線 で示すように-6℃の等温線は西日本まで流入して いた。また、米子高層で観測された-8.5℃の寒気 を持つ気塊がどこから移動してきたのか全球モデ ルデータを用いて流跡線解析を行った結果、28日 09時に朝鮮半島上空から移動してきたことがわか った。



第4図 850hPa 相当温位 28 日 09 時 矢印は暖 湿空気の流れを示す。

(2.3) 850hPa 面天気図

第4図に28日09時の850hPa天気図を示す。北 海道の西にある低気圧から南にのびる前線は、秋 田付近から能登半島付近を通り若狭沖に達してい る。相当温位345K以上は、台湾付近の台風から大 陸東岸、朝鮮半島を経て北陸へ入るものと、四国 の南海上にある太平洋高気圧周辺の九州西から山 陰付近を回って近畿に入るものが解析できる。

第5図に28日21時の850hPa天気図を示す。太 平洋高気圧の北西方向への強まりにより、前線の 南下と共に高気圧の周辺を回って入る暖湿気(相 当温位345K以上)はやや南下した。低気圧は津軽 海峡付近に達し、前線は三陸の東海上に出て日本 海側には相対的に乾いた空気が入り、近畿地方に 入っていた暖湿気(345K以上)はやや南下するが、 山陰沿岸には引き続き暖湿気が入っている。

(2.4) 衛星画像と福井のウインドプロファイラ

第6図に28日9時、第7図に28日21時の水蒸 気画像と850hPaの前線を示す。09時には、前線 付近では、九州付近から北東進する雲域と朝鮮半 島方面から東進する雲域が山陰沖で合流している。 この北と南の気塊が合流する付近でテーパリング 状の雲域が形成され、北陸付近にのびている。21 時には前線は、やや南下し雲域は、近畿地方に広 がっている。

第8回に28日18時の水蒸気画像を示す。日本 海を南下するバウンダリ(明域と暗域の境目)と



日本海西部から南下する暗化域が見られる。日本 海沿岸に沿った形のバウンダリは、28日11時に は佐渡島から隠岐の島の北にのび、18時には福井 まで南下している。また18時には日本海西部の暗 化域は近畿から北陸に入ってきている。バウンダ リの南下に合わせて北陸地方から近畿地方で積乱 雲が発達している。

第9図に28日10時から17時までの福井のウィ ンドプロファイラを示す。高度5000mから8000m では28日11時以降はデータの空白域が観測され ており、水蒸気画像の明域下に広がる比較的乾燥 した気塊に対応すると考える。

(3.1) 局地天気図解析

第10 図に12 時と15 時の局地天気図を示す。28 日10 時には京都府南部や中国山地では晴れて地 上気温が32℃を超え、前3時間気圧下降量の大き い領域となり熱的低気圧が解析できる。一方、岐 阜県付近は26℃の低温域となっており、メソスケ ールの高気圧が解析できる。11 時には、福井県、 岐阜県、滋賀県北部の前線付近の発達した雲域の 下では地上気温が25℃以下の低温域となって気 圧が上昇し、12 時には滋賀県北部にメソスケール の高気圧が解析できる。内陸部ではさらに気温が 上昇し、12 時には中国地方から京都府南部、奈良 県に熱的低気圧が解析でき、特に滋賀県南部では 気圧傾度が大きくなっている。滋賀県北部のメソ



第6図 水蒸気画像 28日09時。図中の実線 は850hPaの前線を示す。



第8図 水蒸気画像 28日18時。実線と破線は日 本海西部の暗化域の南下を示す。破線は28日11時、 実線は28日18時。



第7図 水蒸気画像 28日21時。



第9図 福井のウィンドプロファイラ 28日10~17 時(実線は乾燥域を示す)。

(3) 地上で観測されたデータの特徴

スケールの高気圧は、南東に広がり、15時には大 阪府から奈良県付近に達している。近畿地方にあ った熱的低気圧は降水に伴う気温の下降により不 明瞭となったが、15時には岡山県南部や香川県に 解析できる。

(3.2) アメダス解析 (気温・風)

第11図に12時から15時までのアメダスの風と 気温分布を示す。09時には福井県から24℃以下の 低温域が流れ込み始めていたが、12時には、降水 域は丹後半島から伊勢湾に広がり、対応した低温 域は福井県から三重県北部に形成されている。南 西側には高温域があって気温差は10℃前後に達 している。気温傾度の大きい領域は30~40km/h で南下し、この領域では風向の急変を伴っており、 30℃の等温度線付近に収束線が解析できる。また 京都府と兵庫県の県境付近には、日中の昇温に伴 う収束線が形成されてエコーが発生しており、気 温傾度の大きい領域が達した 12 時 20 分頃からは 発達したエコーの領域が拡大した。

13時には、気温傾度の大きい領域は大阪府に入 り、枚方では気温の急下降、風の急変を観測した。 大阪では13時30分過ぎに風の急変や気温の急下 降、気圧の上昇を観測しており、ガストフロント の特徴を示している。枚方と大阪の間の距離は約 20km、通過する所要時間は約35分であることから、 ここでのガストフロントの移動速度は約 35km/h と見積もることができる。兵庫県南部の丹波篠山 付近にできた収束線は20~30km/hで南下した。13 時 30 分には、六甲山北側の三田付近から京都府南 部の気温傾度の大きい領域に発達したエコーが見 られるが、大阪では、気温傾度の大きい領域は降 水エコーより約 20km 先行している。14 時には、 京都方面から進んできた収束線(30℃の等温度線 付近) はさらに南西進して大阪湾に入り、14時20 分には神戸に入り始める。また三田の南側の気温



第10図 局地天気図28日(左)12時(右)15時。



実線は等圧線、破線は前3時間気圧差を示す。



第11 図 アメダス気温・風 28日12時00分~15時00分 破線は収束線を示す。

傾度の大きい領域でエコーが更に発達し始め、14時20分から30分にかけて六甲山の南側で急速に エコーが発達している。

(3.3) 地上観測データ

第12図に神戸海洋気象台と神戸空港の7月28 日14時から15時の降水強度、風向と風速、気圧、 気温と露点温度の時系列を示す。神戸海洋気象台、 神戸空港共に2回の気温の下降が見られる。

1回目の気温降下は神戸海洋気象台で14時23 分頃、神戸空港で14時24分頃に観測される。神 戸海洋気象台では、およそ6分間で約2℃気温が 下降し、風向が南よりの風から東に変わり 13.2m/sの風が吹いた。神戸空港でもおよそ6分 間で約3℃気温が降下し、風向が南よりの風から 東北東に変わり約10m/s風が吹いた。

第13 図に大阪管区気象台の28日13時から16時の1分値時系列を示す。大阪管区気象台では13時35分頃に冷気外出流の通過を観測している。大阪管区気象台と神戸海洋気象台の気温降下の時間差から冷気外出流の移動速度を見積もると約35km/hとなり、レーダー観測された冷気外出流の移動速度の約40km/hともほぼ一致する。

また、大阪管区気象台では冷気外出流通過後の

気温、露点温度はそれぞれ約 28℃、20℃となって いる。気温は神戸海洋気象台で約 29℃、神戸空港 で約 29℃、露点温度は神戸海洋気象台で約 22℃、 神戸空港約 21℃とそれぞれ近い値を示す。

神戸海洋気象台、神戸空港のガストフロント通 過後の風向、衛星画像(図省略)等から、神戸海 洋気象台と大阪管区気象台で捉えた冷気外出流は 同じであることが考えられる。この気温降下の直 後から六甲山南ろくで雨雲が急発達したと考える。

2回目の気温降下は、神戸海洋気象台で14時30 分頃、神戸空港で14時42分頃に発生している。 神戸海洋気象台では冷気外出流観測後約10分間 で7℃の気温降下が観測された。同時に風向は東 北東から北東に変わり、気圧も急上昇した。また、 冷気外出流観測後約10分後に最大降水強度 150mm/hを観測した。

神戸空港では14時42分頃に冷気外出流の通過 を観測し、その後約5分間で4℃の気温降下が観 測された。神戸海洋気象台同様に風向は東北東か ら北東に変わった。

しかし、神戸空港では神戸海洋気象台で観測されたような強い降水強度は観測されなかった。こ のことから六甲山付近の陸上では雨雲は発達した が、海上では発生、発達しなかったことが分かる。



第12図 28日14時から15時の降水強度、風向、風速、気温、露点温度、気圧時系列。点線は1 回目の気温下降を、実線は2回目の気温下降を示す。(左)神戸海洋気象台、(右)神戸空港である。

第14図に示すエコーの状況や、都賀川で被害が発生した時間から、この冷気外出流をもたらした降水セルによる雨で都賀川では急激に増水したと考えられる。

(4) 空港気象ドップラーレーダー

今回発生した対流雲内部の気流構造を調べるために、関西航空地方気象台、大阪航空測候所それ ぞれの空港気象ドップラーレーダーのデータを用いた。これら2つのレーダーサイトから得られた 反射強度とドップラー速度のデータを用いて、三次元的な風の解析、いわゆるデュアル解析を行った。

第15図にデュアル解析から求めた風分布を示 す。大阪北部から滋賀南部あたりで急激に発達し た降水帯について解析を行った結果、高度1.5km 以下では降水帯の南西側で北東風、北側で北北西 から北の風であった(第15図-c)。局地天気図解 析と比較すると上記の北東風は冷気外出流に対応 していたが、北西風については地上風と異なって いた。高度2kmより上空では、降水帯の南西側で 南西風、北側で西北西から北西の風が解析された (第15図-b)。北西よりの風については総観解析に ある北西気流と対応していたが、南西風について は総観解析の気流と異なっていた。降水帯の周囲 における風分布を把握するために、日本航空、全



第13回 大阪管区気象台の13時から16時の降水 強度、風向、風速、気温、露点温度、気圧時系列

日本空輸の航空機自動観測データを調べた。その 結果、大阪湾の地上付近から高度約1km付近にお いては南西風であったことがわかった。同じくデ ュアル解析で求めた鉛直風について調べたところ、 下層から上層まで強い上昇流と下降流が解析され ており、これらが規則正しく配列していた(第15 図-b)。上昇流域では南西風と北西風が混在して解 析されたが、下降流域では、ほとんどが北西風で あった。

関西航空地方気象台のドップラーレーダーで観 測した 0.7°等仰角反射強度データによると、大 阪湾北部から南西進する線状のエコーが観測され た。このエコーが通過したと同時に、神戸空港や 関西国際空港では地上気象の急変化が起こったが 降水は観測されなかった。このことは、降水現象 を除いて前節で述べた冷気外出流通過時の特徴と 類似している。また、このエコーは冷気外出流先 端部の大気屈折率の乱れが大きい領域で電波散乱 が起こった非降水性のものであると考えられる。 この非降水エコーの移動速度は約40km/hで、前節 で計算された冷気外出流の速度とおおむね一致し た。このことから、この非降水エコーは近畿中部 の降水帯が形成した冷気外出流であると判断した。 14時30分のレーダーエコーによると(第14図)、 非降水エコーの後面に位置する西宮市から豊中市 あたりにかけて強雨域が縞状に整列していた。ま た、非降水エコーが神戸海洋気象台や神戸空港を 通過したのと同時期に神戸市周辺で対流雲が発生 し、急激に発達した。第16図に14時28分ごろの デュアル鉛直風解析を示す。神戸海洋気象台の上空 1km で 1m/s 以上、上空 1.5km で 3m/s 以上の上昇 流が解析された。



(5) 考察

7月28日は、北海道の西海上には寒冷渦に対応 する低気圧があり、また、日本の南には太平洋高 気圧があり、この境界付近にあたる朝鮮半島から 北陸にかけて前線が停滞していた。この前線付近 では、南からの湿った気塊と大陸からの乾燥した 気塊が合流するような場が形成されており、不安 定な成層状態となっていた。

この不安定な成層状態で、28日早朝には、この



前線付近で発生した対流雲が発達しながら次々と 北陸地方を中心に流入するような場が継続し大雨 による大きな災害が発生した。

北海道の西海上にあった低気圧は次第に東に移 動するとともに、太平洋高気圧は西に勢力を強め、 中層風の風向は西から北西に変わり、この前線付 近で発生する対流雲の走行は南下し、昼前には近 畿地方に流入するようになった。このため大雨の 場は北陸から近畿地方に移動し昼過ぎには京都府 を中心に短時間強雨が発生した。

さらに、この降水帯は南西方向の大阪湾に向か って移動し14時30分ごろには六甲山の南ろくで 急激に発達し、都賀川では濁流が発生し5名の方 が流されて死亡されるという痛ましい災害が発生 した。

この発生メカニズムを考察してみる。

早朝、北陸付近に流入した線状の降水帯は、衛 星でみれば、隠岐の島付近を先端として発生した テーパリング状の雲域に対応するものと考える。 その後、気圧系の移動とともに下層風系が西から 北西に変わり、前線は南下してくると共に、昼前



第16図 デュアル鉛直風解析(14時28分ごろ)。

からは近畿地方に線状の降水帯が停滞するように なった。12時には、京都北部から滋賀県にかけて 発達した線状の降水帯が形成されている。これは、 前線に対応する可能性もあるが、日本海で前線に 対応する下層収束により、発生した対流雲が中層 風により、次々と風下に流されるというバック ア ンド サイド ビルディングの可能性も考えられる。 一方、丹波山地から三重北部にかけて、北西から 南東にのびる気温差の大きい境界付近に線状に発 生した対流雲列が形成されかけている。また、こ の付近まで大阪湾から海風が流入しているのが分 かる。その後は、この対流雲列は、冷気外出流と 思われる風の強まりと気温の下降を伴いながら南 西方向に進む。このメカニズムは、冷気外出流と 大阪湾からの海風との収束により、世代交代しな がら南西進するというスコールラインの構造をも っていると考える。発達した降水帯は、京都付近 から次第に南下し、大阪湾に進み、六甲山の南ろ くで発達して短時間強雨が発生したと考える。こ のメカニズムは、神戸海洋気象台、神戸空港で観 測されたデータからも確認できた。

関西航空地方気象台、大阪航空測候所の二台の ドップラーレーダーによる三次元風解析からも、 近畿中部で発生した降水帯の気流構造を知ること ができた。降水帯の中層から上層にかけては西北 西から北西の風となっており、総観スケールの気 流と一致した。また、下層から上層まで強い上昇 流と下降流が解析されており、これによって下層 の気塊が上層へ、上層の気塊が下層へ運ばれたと 考えられる。降水帯の南西に位置する大阪湾や瀬 戸内では下層で南西風が吹いていた。これと対応 して、降水帯の南西側においても高度 2km から上 層まで南西風が解析されており、水平運動量が上 層へ運ばれていたことが推測された。

総観解析では、上層で北西方向から比較的乾燥 した空気が流入していたことがわかっており、周 囲から降水帯へのエントレインメント層が、対流 雲内部の雨滴を蒸発させて下降流を強め、冷気外 出流が形成されたと考えられる。また、下層で解 析された風向から判断して、大阪湾と日本海側の 二方向からの気流が降水帯付近で収束しており、 これが対流活動の形成に関わったと考えられる。 特に降水帯の前面である南西側では、対流活動が 形成した冷気外出流によって大阪湾からの暖湿な 南西風が持ち上げられ、次々と対流雲を形成しな がら南下したと考える。

この対流活動は、ドップラーレーダーで非降水 エコーを観測するほどの顕著な冷気外出流を形成 した。このエコーが通過した直後に神戸市周辺で 対流雲が発生し、その後、急激に発達した。この ことから、六甲山の南ろくの対流形成には、近畿 中部の降水帯が形成した冷気外出流と神戸周辺で 吹いていた海風の収束が一因であると考えられる。

(謝辞)

本調査では、気象庁予報部数値予報課の津口裕 茂氏にはじめ、大阪管区気象台、関西航空地方気 象台の皆様、そしてドップラーレーダーデータお よび航空気象観測データを提供していただいた大 阪航空測候所の方々に深く感謝いたします。

なお、デュアル解析には気象研究所提供のソフ ト「draft」を使用した。

(参考文献)

- 加藤輝之・瀬古弘,2005:突然発生するメソスケ ール降水系の研究. *気象研究ノート*,208, 151-202.
- 吉崎正憲・加藤輝之, 2007:豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, 196pp.
- 大野久雄,2001: 雷雨とメソ気象.東京堂出版, 291pp.
- 上杉忠孝・田中恵信,2008:2000年7月4日に起 きた東京都心における短時間強雨の発生機構. 天気,55,23-3.

(調査研究スタッフ)

- 坂本 徹重、北村 光良、清水 栄一、松村 哲 (大阪管区気象台)
- 草開 浩(神戸空港出張所)
- 風早 範彦、中村 剛、岡 俊宏、浅野 崇、田
- 尾 孝幸 (関西航空地方気象台)
- 毛利 浩樹 (気象衛星センター)
- 瀬古 弘 (気象研究所)
- 小山 芳太、泉 敏治、小西 誠二、根本 和宏、
- 金森 恒雄(神戸海洋気象台)

2.2.4 日本海側から南下する線状降水帯のまとめ

家藤 敦章、岡本 美沙子(大阪区気象台)

a. 線状降水帯の様相についての共通する特徴

日本海側から南下する線状降水帯について、松 江地方気象台、神戸海洋気象台、神戸海洋気象台・ 舞鶴海洋気象台の3官署で調査を行った。解析事 例日は、松江と神戸は2007年3月31日、神戸・ 舞鶴は2008年7月28日である。

いずれの事例も、第1図の概念図で示すように、 日本海から南下する総観スケールの前線近傍で発 生した強雨であり、東西に連なる線状の降水帯で ある。また、中・四国、近畿地方の複雑な地形に よる効果が下層暖湿気の収束を変化させ、降水が 強化されるとともに複雑な変化を起こした。

b. 各事例に共通する発生原因

いずれの事例も、西から流入してきた暖湿気と 南西から流入してきた暖湿気の収束があり、その 収束がトリガーとなって積雲が発生したと考えら れる。また、下層風とある程度角度をなす中層風 により、発生した積雲が風下に流されて線状にな るというバック アンド サイド ビルディング型 である可能性がある。このことに加えて各事例に ついて以下のような原因が考えられる。

2007年3月31日に島根県で発生した事例

中国山地の地形効果によると推測される下層風 の強化が降水強化の原因の一つと考えられる。

2007 年 3 月 31 日に兵庫県で発生した事例

中層に流入した乾燥域により対流不安定な場と なって積雲が発達し、強雨が発生したと考えら れる。

<u>2008 年 7 月 28 日の近畿地方で発生した事例</u>

上空の寒気の影響で大気の状態が不安定となっ ていた中、顕著な冷気外出流と、大阪湾からの 海風との収束により、下層の暖湿気が持ち上げ られたことが強雨発生の大きな原因と考えられ る。 c. 各事例に共通する予測可能性(移動、雨量)

それぞれの事例について共通する着目点は以下 のとおりである。

- ・東西に伸びる前線がゆっくり南下する場である。
- ・2007 年 3 月 31 日の事例については、前線南 側の下層に西からと、南西ないしは南から暖 湿気が流入し、両者が収束することが着目点 である。
- ・2008 年 7 月 28 日の事例については、以下の 3 点が着目点として上げられる。
 - 上空に寒気が流入することによって大気の状態が不安定になっていること。
 - ②日本海に停滞する前線の北側からの乾燥 した気流と、南側からの暖湿気流が収束し て、前線が活発化すること。
 - ③実況監視における着目点として、日中降水 が始まる前に日射により地上気温が上がり、 瀬戸内からの海風が健在化して、北で発生 した降水からの冷気外出流と収束してガス トフロントを形成すること。



(b) 2007年3月31日(神戸)



(c) 2008 年 7 月 28 日 (神戸)



第1図 2007年3月31日(松江)、2007年3月31日(神戸)、2008年7月28日(神戸)の概念モデル。「地形データにはUSGSのGTOP030を利用」

2.3 上記以外の線状降水帯

2.3.1 2006年9月6日~7日の紀伊水道付近でのエコーの発達

西川 哲也、山本 博之、九谷 幸子(和歌山地方気象台)

(1) はじめに

紀伊半島の南西側での大雨予想で大きな問題と なるのは、紀伊水道付近で発達中のエコーが発達 したままか、衰弱するかの判別が非常に難しいこ とである。今回は2006年9月6~7日の事例を、 実況解析及び気象庁非静力学モデルを用いて解析 を行った。

(2) 現象の概要

2006年9月6日夜遅くに、紀中、田辺・西牟婁 で解析雨量で1時間に100ミリを超える大雨となった。

(3) 実況解析

(3.1) 地上天気図、局地天気図、高層天気図

2006年9月6日09時から7日03時までの地上 天気図(第1図)を示す。6日09時に沿海州付近に あった高気圧が勢力を強めながら東南東進し、日 本の東にある高気圧と合わさって勢力を強めた。

(赤い部分が 1012hPa 以上のエリア)6日09時九 州の西にあった低気圧は21時には足摺岬の南ま で進んだが、高気圧に行く手を阻まれて動きが鈍 り(1008hPa の等圧線の位置が21時と03時でほと んど変わっていない)、7日03時には低気圧は衰 弱し、前線上にキンクが残るのみとなった。局地 天気図解析(第2図)では、低気圧は9月6日15 時で宿毛付近、21時で高知付近までゆっくり進ん だ後、不明瞭になった。また、紀伊水道では北か らと南からの高気圧に挟まれて低圧部が持続した。 500hPa の高層天気図(第3図)を示す。東日本の



第1図 地上天気図(2006年9月6日09時~7日03時)



第2図 局地天気図解析(2006年9月6日15時と21時)

ッジが東進し高気圧の勢力が拡大した。5760 沿い のトラフは上滑り気味に進み、日本付近は南西風 の強い場が続いた。また、6日夜から7日にかけ ては寒気移流の場となった。

(3.2) 気象衛星画像

気象衛星の赤外画像と水蒸気画像(第4図)を示 す。室戸岬の南の丸で囲んだ付近が Cb の発生点と するテーパリングクラウドに見える。また、水蒸

気画像では発達した雲域の北側 に明瞭な暗域が広がっている。

(3.3) レーダーエコー

レーダーエコーを広域(6時 間間隔)と狭域(30分間隔)に分 けて見てみる。

広域(第5図)では、南海上か ら瀬戸内海まで広がるエコー域 (南系)と日本海から山陰沿岸ま で広がるエコー域(北系)の2つ のエコー域があり、北系は山陰 沿岸を範囲を狭めながら東進し、 7日03時には福井県から兵庫 県東部まで進み、南系は瀬戸内 海付近ではエコーは弱まるが四 国で線状エコーとなり21時以 降は移動速度が遅くなっている。 (赤の点線はその時間のエコー の西端、ピンクの点線は6時間 前のエコーの西端)

紀伊水道付近を拡大した狭域 (第6図)では、室戸岬の南(下側 の丸)で発達したエコーは北東 進し、徳島南部の沿岸に達すると若干弱まるが、 蒲生田岬(徳島)と日の岬(和歌山)を結んだ中央付 近(上側の丸)まで来ると再び発達し、和歌山県に 接近した。

(3.4) ウィンドプロファイラ

和歌山県美浜のウィンドプロファイラ(第7図) のデータを示す。6日19時以降は障害のためデー タが取得できていないが、下層1500m以下を見る



第3図 500hPa 高層天気図(2006 年9月6日 09 時~7日 03 時)



第4図 気象衛星 赤外画像(上段)と水蒸気画像(下段)(2006年9月6日22時~24時)



第5図 レーダーエコー(広域)(2006年9月6日09時~7日03時)

とほぼ南風が卓越して、風速は 30kt 程度で特別強いわけではない。中上 層は南西場でトラフ前面であること を示唆している。

(3.5) アメダス

2006年9月6日12時から7日03 時までの3時間毎のアメダスの気温 と風(第8図)を示す。紀伊水道で北 よりと南よりの風のシアーが見られ る。これは、第2図に示した局地天 気図の低圧部に対応している。等温 線からシアー付近では寒気と暖気が 交わっていたと考えられる。シアー は紀伊水道で6日09時から24時過 ぎまで持続形成していた。

(4)気象庁非静力学モデルによる再 現実験

(4.1) 初期值

再現実験に使用した気象庁非静 カ学モデルは、和歌山を中心とした 水平格子数 201×201、格子間隔 5km、 鉛直総数 40 層で、初期値として 2006 年 9 月 5 日 12UTC のものを用いた。

(4.2)1時間降水量

モデルで計算された1時間降水 量とレーダーの1時間積算降水量 (第9図)を示す。モデルと実況では 若干の強度のずれはあるものの線状 降水帯として再現されている。

(4.3) 平面図及び断面図

2006年9月7日0時の500、700、 850、925hPaの気圧面の平面図(第10 図)と同時間の南北に切った相当温 位及び湿度の断面図(第11図)を示 す。平面図では、各気圧面とも収束 線付近には340K以上の相当温位の 高いものが南から入っており、 500hPaでは播磨灘から北側に相当 温位の低いものが入っていた。(青線 は収束線)断面図では850hPa以下の



第6図 レーダーエコー(狭城)(2006年9月6日22時30分~7日01時00分)



第7図 和歌山県美浜のウィンドプロファイラ(障害により6日19時 以降は欠測)。



第8図 アメダス (気温と風) (2006年9月6日12時~7日03時)

下層には北からの寒気(青色の点線)が入り、収 束線上で南から相当温位の高いものが持ち上がっ ていた。また、500hPa前後には相当温位の低い(乾 いた)領域が入っていた。

ーが発達した原因として、収束線付近には南から の下層暖気と北からの寒気の移流場となっており、 これに中層の乾燥域が流入したことで不安定が増 大したと考えられる。

(5) まとめ

線状降水帯が紀伊水道で停滞した原因として、 日本の東海上の高気圧の勢力が強く、南岸の低気 圧の東進を妨げたためと考えられる。また、エコ

(参考文献)

加藤輝之・瀬古 弘、2005:突然発生するメソス ケール降水系の研究. *気象研究ノート*, **208**, 151-200.



第11図 相当温位と湿度の断面図(2006年9月7日0時)

2.3.2 2006 年 9 月 16 日から 17 日にかけての広島県北西部の大雨

瓜生 由明、神例 孝典、東 克彦、末永 和貴、菅原 道智(広島地方気象台)

(1) はじめに

2006年9月16日から17日にかけて、広島県北 西部を中心に、アメダスで1時間最大50ミリ、総 雨量200超ミリ超の大雨となった。特に佐伯湯来 では6時間で250ミリとなり、土砂災害等の被害 が発生した。この大雨で、広島県として初めて、 土砂災害警戒情報を発表した。この事例を観測デ ータとJMANHMを使って解析した。

(2) 実況データによる解析

(2.1) 地上天気図とアメダス雨量分布

第1図の地上天気図を見ると、台風第13号が沖 縄の西にあって北東している。西日本には前線が 停滞し、16日昼前後に中国地方を通過しその後山 陰沿岸に停滞した。このため、夕方には暖湿気流 が非常に入りやすい場となっていた。雨量(第2 図)は、赤い50ミリ以上の部分が広島県北西部に 集中していること、分布が南西から北東方向にのみ存在することから、地形的な要因が示唆される。

(2.2) レーダー画像(第3図)

12時では福岡県に強いエコーがあり、山口県に かけてのびている。そのエコーは弱まりながら広 島県まで東進し衰弱。天気図上の前線通過に対応 していると思われる。15時に山口県に点在してい るエコー域のひとつが、急速に発達し18時では広 島県北部から山口県、福岡県にかけて線状降水帯 を形成し始めた。この降水帯は21時には恐羅漢山 付近でテーパリング状となり、広島県北西部で大 雨をもたらした。17日0時を過ぎると強エコー域 はなくなり、残った弱いエコー域も山陰方向に流 されて 03時には広島県付近のエコーはほとんど なくなった。

(2.3) 高層天気図



第2図 アメダス3時間積算降水量(2006年9月16日 JST)

500hPa(第4図①)では沿海州から朝鮮半島に かけて寒気があり、朝鮮半島から華中にかけては 乾燥域が見られるが、大雨の期間内では大きな高 度場の変化はなかった。850hPa(第4図②)では、 山陰沿岸にある停滞前線に向かう暖湿気流による 湿域がかかっており、前線付近の米子では 25kt と福岡、鹿児島と比べてやや風速が強い

(2.4) 衛星画像(第5図)

9時にはこの前線によるテーパリング雲が、福岡付近にあり一部が中国地方にかかっている。この雲域は前線とともに弱まりながら広島県にも流入。一方、九州の南西海上には台風第13号を取り巻く雲域があり、北東進していた。この雲域が広

島県付近にかかるタイミングでエコー が発達している。

(3) モデルによる解析

(3.1) 計算範囲と条件

計算範囲の広島付近の拡大図を第6 図に示す。

5km の 解 像 度 で 、 広 島 付 近 (33.8N,132.0E)を中心とした 161× 161の範囲を、2006年9月16日00UTC を初期値として 15 時間の計算を行っ た。

(3.2)前1時間積算降水量(第6図)

18 時で山口県から恐 羅漢山付近(第6図の赤 丸印付近)にかけて、強 い雨域が広がっている。 この雨域は、次第に線状 の形状が明瞭となり南東 進し広島県に移動してい る。22 時以降は次第に衰 弱傾向となった。

(3.3) 850hPa の相当温 位と風(第7図)

高 θ e 域が、大分県側 から継続して、山口県付 近に流入している。時間 とともに、広島県側に近づくが、流入は次第に弱 まり傾向となる。北側の低θe域(停滞前線領域) は、18時から23時にかけてほとんど変化はなか った。風を見ると、大分方向からの南西風は継続 的に続いている。一方、雨域発生部分では風向変 化が見られるが、セル自身の影響によるものか収 束線的なものかは、区別できていない。

(3.4) 950hPaの相当温位と風(第8図)

豊後水道側では 20kt から 25kt の南風が継続し て流入。一方山口県側からは北東風系の低 θ e 域 が北西から流入しており、山口県の内陸部から周 防灘で合流している。時間がたつにつれ低 θ e 域 は南下するが中国山地を越えるまでにはいたって



第3図 500hPa、850hPa 天気図 (16日12UTC)







第5図 衛星画像 (16日09JST-17日03JST)



第6図 前1時間積算降水量予想図(16日18-23JST 広島付近を拡大)



第7図 850hPa 相当温位と風予想図 (9月16日 JST)

いない。

(3.5) 断面図

(3.5.1) 北西-南東(第9図)

①の断面図からは北側から進入してくる 850hPa以下の低 θ e域の存在、中国山地付近で対流が立ち上がる様子がわかる。②の断面図からは セルの南側に該当し、850hPa付近まで豊後水道か らの高 θ e域が流入しているのが確認できる。

(3.5.2) 南西-北東(第10図)

対流セルの立っている①北側、②中央、③南側 で切ってみた。①では、山陰沿岸からの北東風に よる低 θ e 域の流入を表現している。しかし、 850hPa 付近では風向シヤーの位置は変わってい ないことから、ごく下層の現象のみの進入にとど まっている。結果として、中国山地を大きく越え て、瀬戸内側までの低 θ e の流入とはなっていな い。②では対流の発達を示しており、21 時では恐 羅漢山付近で急発達した対流セルが、山に沿う形



第9図 北西-南東断面図 (9月16日 IST)

で発達し上空まで、高 θ e 域を持ち上げている。0 時になると強い対流は立たなくなり、600hPa 付近 には九州方向から流入してきた低 θ e 域に覆われ つつある。③では 3.5.1 節の南側断面図にあるよ うに豊後水道からの継続的な高 θ e 域の流入を確 認できる。

(3.6) 鉛直流や渦度など(図略)

高度 2km での鉛直流を見ると、始め山口県北部 の沿岸にあった上昇流域が、18 時から周防灘に移 り 600hPa ぐらいの風に流される形で、中国山地沿 いに進んでいる。また、個々のセルを見ると中国 山地沿いに発生、発達、衰弱を繰り返しているの が確認でき、形状からバック アンド サイド ビル ディング形と思われる。2.4 節の衛星画像では台 風を取り巻く雲域の流入が確認できたため、 500hPa 面の正渦を見たが、対流の立っている部分 の正渦を除き九州からの明瞭な正渦度移流はわか らなかった。

(3.7) 流跡線解析(第11図)

セルを発達させた暖湿気塊の流入経路を調べる ために、延岡付近から10個のトレーサーを流した。 FT=03 で延岡の東付近 300m の高度にあったトレー サーは、ほとんど同じ高度で豊後水道を進み、山 口県東部で、FT=09 でエコーにあわせ 5km~8km 付 近まで急激に上昇し中国山地沿いを東北東進した。 600m付近のトレーサーも通過位置が、豊後水道と なることを除いて 300m と同じ軌跡をたどってい る。900mになると、半分のトレーサーが、広島県 側に進み、2km付近まで上昇するにとどまってい る。一方宿毛の西の気塊は、大分方向に少し西進 したのち、FT=09に山口付近で、急上昇している。 それより上のトレーサーは四国方面に進み、広島 付近の発達には影響していない。東シナ海側から 流したトレーサーでは、福岡から周防灘を抜ける コースをとり、900mから1500mのトレーサーが山 口付近で、急上昇している。以上のことから、暖



第10図 南西-北東断面図 (9月16日 JST)(断面の位置は第6図参照)

湿気塊は、1km以下は豊後水道側から、1km-1.5km については、周防灘方向から流入し発達に寄与し ていると思われる。なお、北からの低θe域につ いては、うまくトレーサーが飛ばず(途中で落下)、 詳しい解析は行っていない。

(4) ウィンドプロファイラによる解析(第12図)

(3)章までのモデル解析によると、豊後水道お よび周防灘からの暖湿気塊および前線南下に伴う 山口県側からの低θe 域がそれぞれ重要な役割を 果たしていることがわかった。これらの結果は、 総観場では表現されていなかった。そこで、ウィ ンドプロファイラのデータを調べることで、風向 や風速の変化が降水域の変化にどう対応している かを見た。800m付近を見ると、10時で厳原と平 戸に風向シヤーがあり、前線の存在を確認できる。 16 時になると平戸の風が東よりに変わり前線の 南下を示している。モデル上では17時に豊後水道 で 20kt を表現しているが、大分、延岡の風は 10kt と弱い。一方1500m付近では浜田で25ktから30kt のWSWとなっており、モデルの850hPaとの対応が よい。3000m では大分で 10 時に WNW が 16 時には WSW となっておりトラフの通過が示唆される。以 上のことから、トラフの通過や前線の南下につい

ては、捕らえているが、降 水域の強化に対応した風の 変化を捉えることは出来な かった。これは流跡線を見 てもわかるように、大分、 延岡のデータが豊後水道の 実況風を捕らえていないた めと思われる。

(5) 各ステージ

モデルと観測データの結 果から、発生、発達、衰弱 の各ステージをまとめてみ た。

(5.1) 発生期

停滞前線に伴う強い降水 域は、初め福岡県付近にあ った。この前線は昼過ぎに かけて広島県を抜けて、前 線が山陰沖に停滞する形となった。この停滞して いたと思われた前線が、900hPa以下の低い部分で 先行して山口県側から進入。豊後水道側はこの前 線南下に伴い収束が強まる。やや上層の 850hPa 付近では周防灘方向から高θe 域が流入。これら の合流により、下層の前線上で、対流セルが発生 した。

(5.2) 発達期

4.1節で発生した対流セルは、中層(600hPaぐらい)に流されて、発達しながら恐羅漢山方向に進む。さらに地形効果も加わって急発達した。南よりの暖湿気塊の継続的な、流入により、中国山地沿いで発達、発生を繰り返す。ただし、広島県北東部まで進むと、暖湿気塊が流入しにくいため、衰弱。衛星画像から、台風第13号を取り巻く雲域がかかったタイミングと急発達のタイミングがほぼ同時刻であるため、地形効果だけでなく渦度移流なども影響も考えられる。

(5.3) 衰弱期

発達を繰り返していた各対流セルは、台風第13 号の北上により、風向が変化し下層暖湿気塊の流 入が減少したことと、九州の南海上から進んでき



た低相当温位気塊による衰弱効果も加わって急速 に衰弱。

(6) まとめ(第13図)

観測結果と、JMANHM の結果から、(1)豊後水道 からの暖湿気流が、山口県北部側から進んできた 前線と周防灘付近で収束することで対流セルが発 生、(2)対流セルは中層風に流されて、恐羅漢山 を中心とした広島県北西部の山岳地形により強化 される過程を確認することができた。今回の事例 では、下層風があまり強くなかったため、ウィン ドプロファイラによる降水を強化する風の変化を 捉えることは出来なかった。しかし、前線南下に ついては、明瞭に風向が変化しており、地上天気 図上の前線の補正に使うことが出来ると考える。



2.3.3 強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明について

熊野 繁明、平井 明宏、斉藤 康博、奥村 賢二(徳島地方気象台)

(要旨)

2008年6月29日未明に発生し た線状降水帯により、徳島県南部 に局地的な強雨をもたらせた事例 について調査を行った。徳島県南 部の沿岸部に警報級の大雨を降ら せる線状降水帯の発生メカニズム は、温暖前線前面の南東風により 流入した、湿った空気が南東斜面 により上昇し、温暖前線面を上昇 する南西風との重なりによって形 成・発達させるバック アンド サ イド ビルディング型(以下 BSB 型)が知られている。今回の徳島 県南部の海岸線に沿って発生した 線状降水帯との共通点を確認し、 気象庁非静力学モデル(以下 JMANHM) を用いた解析・調査を行 った。

(1) はじめに

今回の調査では 2008 年 6 月 29 日未明に発生した徳島県南部の線

状降水帯を調査対象とし、JMANHM により再現実験を行った。



(2.1) 総観スケールの特徴

(第1図)

山陰沿岸を東北東進する低気圧からのびる温暖 前線が四国付近を通り、南海上にのびている。ま た、日本の東海上にある太平洋高気圧の縁辺に沿 って、湿った空気が流れ込みやすい気圧配置とな っていた。

28日21時の500hPa面の西日本付近はリッジに 覆われ、南海上には太平洋高気圧があり、南西の 流れが卓越する。700hPa面および850hPa面はと もに、日本海の前線に向かって南西風が流入し、



用 I 図 総4 上段左:6月28日21時地上天気図 中段左:500hPa天気図(28日21時) 下段左:850hPa天気図(28日21時)

上段右:6月29日03時地上天気図 中段右:700hPa天気図(28日21時) 下段右:28日21時850hPa相当温位予想

28 日 15 時の 850hPa の T=06 では 340K 以上の相当 温位の流入を予想していた。

(2.2) 当初の予想

総観スケールの予想から、温暖前線は停滞する ことなく、強い南東風の流入する予想もないこと から南東斜面での大雨の可能性は低いと判断した。

四国付近は暖域内の南西の風が 30kt 前後で南 西斜面中心の大雨となりやすいパターンで、徳島 県では「三好」「那賀・勝浦」付近での大雨になる と予想していた。
(3)各観測資料による線状降水帯の解析

(3.1)レーダー観測およびアメダス観測値(第3図、第4図)

29日00時:土佐湾で発生・発達 するテーパリング状の雲域の東端 が、徳島県にかかり始めるが南東 斜面に沿っての強いエコーは観測 されていない。

29日01時~02時:土佐湾では 帯状の降水帯が形成され、高知県 東部の南西斜面にのび大雨を降ら せた。徳島県南部でも所々で強い 雨を観測し始めたが、まだ線状降 水帯の形成はない。

29日03時~04時:土佐湾からのびてくる降水帯の一部と徳島県

南東部の海岸線に沿って北上する降水域が合流し、 徳島県南部の海岸線に沿って線状の強雨域を形成 した。この線状降水帯を気象レーダーデータ共有 装置(RISS)を用いて強雨域に沿った断面図で見 ると、地上 1,000mから 3,000m付近で反射強度 50dBZ 以上の高い値を示し、北東進している。地 形の影響については土佐湾からのエコーと重なる

第2図 当初の予想(28日09時初期値) 28日21時からの850hPa風向風速、相当温位予想と3時間降水量予想図

ため判断が難しい。

03時30分の解析雨量では1時間130ミリの降水量となった。アメダスの日和佐では04時に80 ミリの1時間降水量を観測した。アメダスの日和 佐・蒲生田の風向は東の風から線状降水帯による 強雨を観測後は西よりの風となったが、急激な変 化ではなかった。室戸岬では、南南東の風から次



上段左:安芸 上段右:蒲生田 下段左:室戸岬 下段右:日和佐

第に南西に変わり、風速は15m/s前後と強い。また、室戸岬のドップラ ーレーダーによる観測で、海岸線に 沿ったメソサイクロンが検出された。

(3.2) 高層観測および WPR(第5図)

28 日 21 時の潮岬のエマグラムで は、東海上の高気圧の後面流が流入 して 850hPa 付近までは弱い南東か ら南南東風が観測されている。 800hPa 付近と 700 から 500hPa 付近 にやや乾燥した層が見られ、風向も 次第に西よりとなっている。29 日 09 時では、暖域内に入り各層とも湿潤 空気に覆われ、風向は南西から西と なっている。

WPR の高知では 29 日 00 時頃メソ 擾乱の通過によると思われる 2,000 m付近までの南東~南の風が南西の 風へ変化した。29 日 01 時以降は 5,000m付近まで南西の 40kt 前後の 風で、鉛直シアーはほとんど見られな い。和歌山美浜では 29 日 04 時頃まで 下層(1000m 付近) に 30kt 前後の南東 風の流入が続いている。

(3.3) 衛星(SATAID) および数値予報資料(第6図)

29日00時の衛星(赤外)画像では、土佐湾と 足摺岬に発達した雲域があり東進している。02時 の衛星(赤外4や差分2)画像では、線状降水帯 に対応した雲域が徳島県南部の沿岸に沿って現れ、 04時にかけてゆっくりと東進した。この雲域の輝 度温度は-60℃以下で、その北側の「那賀・勝浦」 付近や紀伊水道は-20℃前後となっており温度差 が非常に大きい。また、「海部」付近の時系列図に よると、03時頃 500hPa 付近を+渦の極大域が通 過し、その後面の 700hPa 付近は相対的な乾燥 (T-Td>3)を予想していた。最盛期付近の断面図 からも中層は下層に比べて相対的に乾燥している。 数値予報資料では、下層に強い暖湿気の流入 (850hPa で相当温位 340K 以上)を予想している が、四国付近での温暖前線の停滞や、強い南東風

は予想されていない。暖域内の南西風(850hPaで





第4図 レーターによる観測 上・中段:6月29日01時30分からの30分間隔レーダー画像 下段:03時30分頃のレーダー断面図とドップラー速度

30~40kt)の流入により、高知県の南西斜面を中心に3時間で80ミリ前後の降水は予想していた。

(4) JMANHM による再現(第7図)

5 km格子の6月28日18時を初期値として、2 km格子の28日12UTC初期値をネスティングし、28 日23時~29日06時までの地上風と1時間降水量、 925hPaの風、950hPaの相当温位をそれぞれ再現さ せた。

地上は、23 時~00 時にかけて土佐湾付近のメ ソ的擾乱や降水域は概ね再現されているが、実況 にはない室戸岬の南側の強雨域が表現されている。 01 時~02 時にかけて発達しながら次第に線状と なる土佐湾の強雨域は、実況ではほとんど移動し ないのに対し、JMANHM では南東方向への移動が速 い。03 時~04 時にかけて、室戸岬の北付近の降水 域は実況との対応は良好だが、徳島県南部の降水 域は、実況では海上の南よりの風が強いため、海 岸線に沿ってのびているのに対し、JMANHM では南 西風が強いため、降水域は東方向 にのび、地上にはかからない。 JMANHM で再現された降水域が海 岸線に沿ってのびると仮定してみ ると、線状降水帯は実況とほぼ一 致した所に発生する。05時以降の 降水域は、実況ではメソ的擾乱が 発生しているため、ゆっくり東進 するのに対し、JMANHM は風速のシ アーがある程度で、停滞すること なく、徳島県南部沖を東へ移動し た。

925hPaの風を見ると、23時の土 佐湾から室戸岬にかけての南東風 と南西風のシアーが、03時にかけ て徳島県南部を北東進し、シアー 後面は実況と同様に 50kt 以上の 南西風が吹いている。シアー前面 は、実況では50kt 近い南風が吹い ていたのに対し、JMANHM では数値 予報と同様に 20kt 前後の南東風 であった。これにより降水域の東 進速度が速くなり、南東斜面への 降水域の定着がなかった要因と考 えられる。

相当温位の断面図では、南海上 の900hPa以下の層には350K以上 の高相当温位が流れ込んでいる。 地上シアーの北側には低相当温位 域があり、冷気の滞留が再現され ている様に見える。高相当温位域 が低相当温位域に乗り上げるよう な形で、相対的に乾燥した中層 (800~500hPa)を上昇している。

(5) まとめ

今回の事例は、徳島県南部の南 東斜面に沿ってのびる線状降水帯 を発生・持続させるこれまでの知 見(①強い下層への暖湿気の流入。 ②気塊を上昇させる地形。③中層 への乾燥気塊の流入などの影響) と同様の BSB 型の現象であった。

JMANHM による再現では、徳島県





第6図 衛星 (SATAID) 観測 上段左:29日03時衛星赤外画像 上段右:左図□の等値線表示(℃) 下段:上段右図×地点の時系列図(紫:相当温位 緑:T-Td>3℃)

南部の線状降水帯は陸上ではなく海上に発生した。 位置ずれは顕著であったが、発生のタイミングや 強度は比較的良好に再現されていた。線状降水帯 の発生は 500hPa の+渦の入るタイミングや強雨 域の合流、冷気の滞留などとも合致している可能 性が高いことを念頭において、今後の現業作業を 行うことが必要である。



第7図 JMANHMによる再現と実況との比較および相当温位断面図 上段:29日01時 中段:29日03時のJMANHM地上降水域再現図(左)とレーダー実況図(右) 下段左:850hPa相当温位平面図(29日03時) 下段中:左図①線断面図 下段右:左図②線断面図

2.3.4 上記以外の線状降水帯のまとめ

瓜生 由明、神例 孝典、東 克彦、末永 和貴、菅原 道智(広島地方気象台)

a. 線状降水帯の様相についての共通する特徴

第2.1章の「近畿地方中部の線状降水帯」と第 2.2章の「日本海側から南下する線状降水帯」以 外の線状降水帯として、「広島地方気象台の 2006 年9月16~17日の事例」、「和歌山地方気象台の 2006年9月6~7日の事例」、「徳島地方気象台の 2008年6月29日の事例」の解析を行った。各事 例の共通する特徴として、前線の向きにかかわら ず、南西から北東に伸びる降水帯となっているこ とである。エコーの動きは北東方向で、収束線上 にセルが次々に発生し、発達、衰弱を繰り返して いる。このため、1時間雨量が警報クラスの降水 が数時間続き、総雨量も多くなった。

b. 各事例に共通する発生原因

各事例とも、動きの遅い前線近傍で発生した線 状降水帯であることである。3 事例は共に元々、 南側が開けた暖気が流入しやすい地形であること から、大雨の発生しやすい環境である。加えて、 系の動きが遅かったため、事象発生前後での前線 の動きは遅くなっていた。このため、バック アン ドサイドビルディング型の線状降水帯が形成さ れやすい場となっていた。具体的には、①1km 以 下の下層で南東から南南西の暖湿気の継続した流 れ込み、②前線や地形を原因とした収束線の形成、 ③エコーを流すための地形や前線に沿った南西か ら西南西の中層風などがあげられる。他に和歌 山・徳島の事例では、中層乾燥域の影響も示唆し ている。なお、積乱雲からの冷気外出流について は、降水帯強化の主要因とはしていない。

c. 各事例に共通する予測可能性

予測可能性については、各事例に共通するもの は無いが、それぞれの事例についての予測可能性 を以下に述べる。

広島地方気象台の2006年9月16~17日の事例

(第1図(a))

- ・総観場において、台風が東シナ海にあり、日本海の前線に向かって暖湿気が入っていた。
- ・豊後水道で収束しやすい南南東から南南西の 1km以下の暖湿気流の継続的な流入。
- ・中国山地を超えない程度の北からの最下層寒 気が入り、収束帯ができること。
- ・中層の流れが中国山地に沿って吹いているこ と。

が必要であると推測される。

- ・<u>和歌山地方気象台の 2006 年 9 月 6~7 日の事例</u> (第 1 図(b))
 - ・紀伊水道で収束しやすい南南東から南南西の 1km以下の暖湿気流の継続的な流入。
 - ・瀬戸内側に寒気があり暖気側との収束が明瞭 であること。
 - ・南西-北東の収束線が紀伊水道で持続すること。このためには動きの遅い総観場の中、 前線が停滞することが必要。
 - ・中層の乾燥域が流入すること。 が必要であると推測される。
- ・ <u>徳島地方気象台の 2008 年 6 月 29 日の事例</u>(第 1 図(c))
 - 前線の影響で下層の強い暖気が持続して徳島
 県南部の南東斜面に指向していること。
 - ・中層の乾燥域が流入すること が必要であると推測される。



第1図 (a) 2006 年9月16~17日(広島)、(b) 2006 年9月6~7日 (和歌山)、(c) 2008 年6月29日(徳島)の概念モデル。

2.4 その他の降水帯や降水系

2.4.1 2007 年 8 月 22 日の鳥取県東部の線状降水帯について

寺尾 克彦、矢尾 信嗣、若狭 剛史、古田 圭、神谷 洋輔、 長谷川 和美、河崎 浩志、米井 達也(鳥取地方気象台)

(要旨)

2007 年 8 月 22 日鳥取県東部で線状降水帯が発 生し局地的に 1 時間 80 ミリを超える猛烈な雨が 降った。この線状降水帯は、対流セルが降水帯の 先端の三国山付近で地形による強制上昇や下層の 冷気塊によって発生し、中層の風によって東に流 され、海上からの暖気が線状降水帯の冷気外出流 と収束し降水帯に沿って上昇して降水帯を維持さ せていた。この線状降水帯は、「バック アンド サ イド ビルディング型」と呼ばれるタイプであった。



第1図 八頭地区周辺の地形図。 国土地理院発行の数値地図 250mメッシュ(標高)を利用。 (図中の●は気象官署、●はアメダス、■は鳥取 県の観測所、★は鳥取の WPR を示す。)



第2図 地上天気図(2007年8月22日9時)

(1) はじめに

2007年8月22日に鳥取県東部八頭地区で発生した線状降水帯により、鳥取県による雨量観測で19時までの1時間に86ミリの猛烈な雨が降った。この事例について、アメダスや鳥取県の観測データ、レーダーエコー、ウィンドプロファイラ(以下WPR)、ミニスーパー版非静力学モデル(以下JMANHM)、再解析データ(以下JRA-25)などを用いて、大雨の経過を解析し、線状降水帯の構造や維持機構、雨量の概算について調査した。

八頭地区周辺の地形及び観測点の位置を第1図 に示す。三国山の標高は約1200mである。

(2) 総観場

22日9時の500hPa面天気図では、朝鮮半島付近 に、-5℃のサーマルトラフがあった。地上天気図(第 2図)では、サハリン付近にある低気圧からのびる寒 冷前線が、北海道から日本海を通り朝鮮半島に達し ていた。850hPa面天気図では、日本海の寒冷前線 は15℃線付近に対応しており、前線の南側では西か ら暖湿気塊(米子の相当温位340K)が流入していた。 日本海の寒冷前線はゆっくり南下し、23日明け方に 中国地方を通過した。

22日9時の米子のエマグラム(第3図)では、 925hPaから600hPa付近までは湿数5℃以下となって おり比較的湿潤で、相当温位は上空ほどやや低く対



第3図 米子のエマグラム (2007年8月22日9時)

流不安定であった。また、550hPa 付近は乾燥していた。持ち上げ凝結高度は、883hPa で約1200m、自由対流高度は 809hPa で約2000mであった。

(3) 線状降水帯の概要

鳥取県東部に17時から19時にかけて発生した東 西にのびる線状降水帯は、三国山付近から東に約

50 km、南北の幅が約10 kmの降水 帯であった。この降水帯では、対 流雲が東西に複数並んで東進し ていた。

また、この降水帯は、日本海に ある寒冷前線の南側に離れて存 在しており、寒冷前線が日本海を 南下するものの、この降水帯は、 ほぼ停滞していた。

(4) 局地解析

(4.1)線状降水帯発生前(12 時から15時)

日射の影響で地上気温が昇温 し海風の収束が中国山地に形成 され、22日13時過ぎに岡山県北 部に発生した強雨域は、14 時か ら15時にかけて八頭地区に移動 した。このため、八頭地区付近の 降水による冷気層の発生により、 その北側と南側の気温差の大き い場所の28℃線付近に降水域が 発生した(第 4a 図)。鳥取の WPR (第 5 図)では、地表面付近の風 は 12 時頃に西北西風になり、時 間の経過と共に西南西の風から 西北西の風に変わる高度が徐々 に上昇していった。客観風解析の 925 hPa 面では、14 時で能登半 島付近から若狭湾にのびるシア ーがあり、その西側の鳥取県東部 と兵庫県北部に西北西風が入っ ている。15 時の JRA-25 の 925hPa 面では、中国地方に 348K の高相 当温位が入っており、海上から入 るこの西北西の風は、相当温位 が高いといえる。

(4.2) 線状降水帯発生(16 時から17 時)

鳥取空港の風は、15時50分に西北西から北西の 風に変わった。16時、鳥取のWPRでは、西北西風の 層が地上から1500m付近まで上昇し、風速は15から 20ktであった。3000mから6000m付近の中層は、西 風で約25kt(≒45km/h)であった。15時30分から17



第5図 2007年8月22日12時00分から18時00分までの鳥取のWP R。点線はシアーを示す。

時 00 分のレーダーエコーを見ると、三国山の西(風 上側)で対流雲が発生し、中層の西風によって次々 に東に移動している。降水域の付近の郡家と沿岸側 の鳥取の気温差は、17時で1.8℃であった(第4b図)。



第6図 レーダーエコーの時系列図(2007年8 月22日17時00分から18時00分)。矢印は、 個々の対流雲の移動を示す。

17時20分頃対流雲は八頭地区で線状に並んだ。

(4.3)線状降水帯継続期(17時から19時)

第6図は、八頭地区の10分間隔のレーダーエコ 一時系列図である。降雨域の動きを見ると、三国山の 東で発生した対流雲は、西から東に移動している。 17時10分から18時00分に移動した距離は約30k mで、約35km/hであった。雨雲が次々と三国山付近 から東に流される中、17時20分には線状降水帯の 途中で対流雲が発達し東進している(左側の矢印の エコー)。18時00分の徳丸を通る東西の断面図(第7 図左図)を見ると4つの対流雲が並んでいる。徳丸の 10 分間雨量を第8 図に示す。17時 20 分から 19 時 30分では、10分間で約10ミリから15ミリの強雨が続 き、18時までの1時間雨量は52ミリとなった。18時、 郡家(25.8℃)と鳥取(28.9℃)気温差は、3.1℃となっ ている。18時の鳥取と郡家を結んだ南北方向の断面 図(第7図右図)では、郡家側に背の高い対流雲が ある。



一方、18 時で岡山県北部の対流雲の一部が北東

第7図 18時00分の断面図。左図:第6図中AからB。 右図:第6図中CからD。



第8図 徳丸における10分間降水量の時系列 (2007年8月22日16時00分から21時00分)

進し、19時には線状降水帯と合併し(第4c図)、徳丸 では、19時までの1時間雨量が86ミリとなった。19 時までの1時間の解析雨量では、八頭町で90ミリと なった。

(4.4)線状降水帯衰弱期(20時から21時)

19時30分鳥取の風が南東に変わった。日本海の 寒冷前線が沿岸に近づき、20時鳥取のWPRの下層 の風が西風に変わった。降水域は、鳥取付近にある ものの、20時10分鳥取空港の風も南東に変わり、収 東域と対流雲の位置が離れ、対流雲は衰弱した。

(5) 数値モデルによる解析

- (5.1) JMA-NHM 環境設定
- 実験 1:8 月 22 日 09 時を初期値として格子間隔 5km で計算し、更に計算された 5km 格子 の 12 時を初期値として格子間隔 2km、雲 物理過程のみで計算した。
- 実験 2: 実験 1 と同じ 5km 格子の 12 時を初期値 として格子間隔 2km、雲物理過程のみで、 蒸発を考慮しない設定で計算した。

(5.2) 再現実験結果

(5.2.1) 実験1

実験開始から1時間20分後、海風収束による降 水域が中国山地で発生し始める。3時間後(15時) から5時間後に三国山から東に流される降水域を 再現できたが、実況では、16時ごろから降水域が 発生しており、実況より再現時刻は早かった。

詳しく見てみると、2 時間後、日収束による降 水域が八頭地区に表現されている。一方、2 時 50 分後西から流れてきた弱い降水域が地上収束のな い三国山の北側で強まった。3 時間後から 3 時間 30 分後では、降水域βが三国山付近から東に移動 している。また、975hPa 面では降水域β付近に低 相当温位域が現れエリアを広げている(図略)。3 時間 40 分後、地上では降水域の北側に北西風と南 東風の収束線が発生している。この収束線の南側 に強雨域γが発生している(第 9 図)。また、975hPa 面でも相当温位の集中帯の北側に北西風と南東風 の収束線が発生している(第 10 図)。強雨域γの 最盛期の頃である4時間後の断面図(第 11 図)を 見ると下層では低相当温位が高相当温位の下にも ぐりこんでいる。この低相当温位は、気温から冷



第9図 NHM 地表面図(実験 1)。3時間 40 分後:風向風速 kt、等気温線、等降水量線、 点線<u>は</u>収束線



第10図 NHM975hPa 面図(実験1)。3時間40 分後:風向風速 kt、等相当温位線、点線は収 束線。



第11 図 NHM 断面図(実験1)。第2図のA-Bにそった断面。4時間後を示す。風向風速kt、等相当温 位線、点線は不連続面である。

気であり、この冷気層上面の高さは約 900hPa であった。北西からの暖気がこの冷気とぶつかり、上空に持ち上げられている。このときの 975hPa の暖気と冷気の気温差は 2℃であった。また、975hPa 面の海岸付近の風速は 20kt であった。地上の気圧を見てみると強雨域付近に冷気によってできたメソ高気圧が現れている。5 時間後、地上では雨域と収束線が離れた。975hPa の暖気と冷気の気温差は3度で、断面図を見ると冷気層が薄くなっている。

成層状態は、下層から 600hPa まで相当温位が低く対流不安定な状態であった。

(5.2.2) 実験2

4 時間後、地上に強雨域はあるが、気温は下が らなかった。また、975hPa 面では低相当温位域が 現れていない。実験1では存在した雨滴の蒸発に よる冷気が存在していないといえる。

(5.2.3) 流跡線による解析

実験1を用いて流跡線解析を行った。第12a図 は線状降水帯の西側に南北方向に高度 600mにト レーサーを置いたときの180から300分の流跡線 である。日本海側から南東に向かう流れが、線状 降水帯付近で上昇し高度 8000mまで達している。 第12b図は高度3300mにトレーサーを置いた流跡 線である。一部降水帯に衝突して上昇する流れが あるものの、ほぼ降水帯を迂回する流れとなって いる。

(6) 雨量の概算

檜尾による以下の式を使って降雨強度の概算を 行った。

$$\rho_t w_t = \frac{U}{Dg} \left(P_s - P_h \right) \left\{ q_v \left(\frac{P_s + P_h}{2} \right) - q_v \left(\frac{P_h + P_H}{2} \right) \right\}$$

降雨強度=3600 ρ_{t} w_t

ρ_tw_t:降水の鉛直下向き流速密度
 U:収束線に垂直に吹き込む暖気の風速
 D:雨が生成される領域の幅
 g:重力加速度
 P_h:冷気層上面の気圧
 P_H:雲頂高度
 q_v(P):気圧P面での飽和混合比

冷気層上面の高さはNHMから900hPaとし冷気層 の厚さは106hPa、降水帯の幅は10km、圏界面の高 さは150hPaとした。q_vはそれぞれ975hPaと 500hPaの気温から求めた飽和混合比で22.8g/kg と5.4g/kgを与えた。Uは、975hPaの海岸付近の 風速20kt(11m/s)とした。



第12回 流跡線(a) トレーサーを高度 600mに南北に置いた場合の 180 分後から 300 分までの流跡線 (b)トレーサーを高度 3000mに南北に置いた場合の 180 分後から 300 分までの流跡線

この値を式に与えると降雨強度は、74.2mm/h となり、実況値の1時間最大雨量86ミリの近い値 となった。

しかし、Uの値を 9.5m/s とし、これにつりあう ように冷気層の厚さをやや薄く 79hPa とすると 47 mm/h となる。

このように少しの風速差で雨量が大きく異なる こととなる。

(7)線状降水帯にならなかった事例

2008 年 9 月 13 日三国山付近で発生したレーダ ーエコーが、中層の西風によって東に流されたが、 レーダーエコーは次々と発生せず、線状に並ばな かった。鳥取の WPR では、下層では風速は約 5kt と弱い。線状に並ばなかった原因は、下層の風速 が弱く日本海から下層の暖気が流入する形ではな かったためと考えられる。

(8) 考察

2007 年 8 月 22 日、寒冷前線が日本海にあって 上空に寒気が入り対流不安定な条件の中、日射の 影響により海風の収束が形成され 13 時過ぎ中国 山地に降水域が発生した。

再現実験の第9図で示しているγの発生は冷気 層と暖気の収束によるものだが、2時50分後に発 生した三国山の北側の降水域は、風の収束はなく 地形の上昇によるものと考えられる。しかし、実 況では鳥取県の西にある大山(標高1715m)付近 にはほとんど雨雲が発生していない。このことか ら、対流セルの発生原因は、地形による強制上昇 の他に、下層の冷気塊の影響もあったと考えられ る。

以上のことからこの降水帯の特徴を、発生期、 発達維持期、衰弱期の3つのステージに分けた概 念図で示す。

①発生期

日収束により降水域が発生し、降水により発生 した冷気と北からの暖気により、気温差の大きい 場所が出来て、そこに対流セルが発生する。この 対流セルが次第に組織化して三国山付近から東に のびる線状降水帯となった。(第13a図)

②発達維持期

対流セルが降水帯の先端の三国山付近で地形に よる強制上昇や下層の冷気塊によって発生し、中 層の風によって東に流される。この対流セルが東 に移動している間も海上からの暖気が、線状降水 帯の冷気外出流と収束し降水帯に沿って上昇して、 降水帯を維持させた。強雨域は、収束線の冷気側 (南側)に発生した。また、中層の西風は降水対 を迂回している。下層の暖気移流が中層の風に直



第 13 図 概念図(a)線状降水帯発生期、(b)線状 降水帯発達維持期、(c)線状降水帯衰退期を示す。地 形はカシミール 3D 数値地図 250mメッシュ(標高) を使用。

交していないもののバック アンド サイド ビル ディング型と呼ばれるタイプであった。(第 13b 図)

③衰退期は、

下層風が西風となり暖気移流が弱まり、冷気が 北に流れ出し、収束線は北に移動した。冷気層の 厚みが薄くなり対流雲は衰弱した。(第13c図)

また、雨量の概算については、NHMの計算結 果を使い気温の項は975hPaの気温で計算した。し かし、実際の予報作業としてはリアルタイムで 975hPaの気温は把握できない。地上気温の暖気側

(鳥取)と冷気側(郡家)の気温差は最大で 4.1 度あった。これを雨量の概算式に代入すると気温 差に対して風速弱いため雨量は少なくなってしま う。雨量予測の手法としては、WPR による下層風 速の強まりによるおよその概算方法しか見出せな かった。

(9) まとめ

2007 年 8 月 22 日鳥取県東部で発生した線状降 水帯について、アメダスやレーダーエコー、ウィンド プロファイラ、ミニスーパー版非静力学モデル等を用 いて解析した。この線状降水帯は、対流セルが降 水帯の先端の三国山付近で地形による強制上昇や 下層の冷気塊によって発生し、中層の風によって 東に流され、海上からの暖気が線状降水帯の冷気 外出流と収束し降水帯に沿って上昇して降水帯を 維持させていた。

三国山付近で雨雲が発生することはしばしば起

こる現象だが、今事例のように三国山から線状降 水帯となり大雨となるのは近年では他に例がない。 これは、日本海側から下層の暖気が入ることが少 なく、冷気の発生する場所や冷気層と風速の釣り 合いの条件が重なることがまれであるからだと考 えられる。三国山付近から東に流される対流雲が 猛烈な雨を降らせるかどうかは、下層暖気の風速 の強さが重要な要素であると考えられる。

(参考文献)

- 瀬古弘,2001: 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,東京大学理 学研究科地球惑星科学専攻博士論文,136pp.
- 加藤輝之・瀬古弘, 2005: 突然発生するメソスケール 降水系の研究, *気象研究ノート*, **208**, 151-202.
- 加藤輝之,2005: 地形性メソスケール降水系の研究、 *気象研究ノート*,208,97-150.

檜尾守昭,2002:不連続面と降水に関するメソス ケール気象学, 平成14 年度官署研修配布資料.

- 檜尾守昭, 1996: 収束線に伴う雨量の概算法, 日本 気象学会関西支部四国地区例会講演要旨集.
- 家藤敦章他,1998: 高知県における夏期のサブハ イ縁辺による不安定降水,平成10年度大阪管 区府県気象研究会誌(高知県),611-612.
- 栗原佳代子・他,2006:2003 年 7 月 18 日に発生し た線状降水帯のメカニズムについて,平成 18 年度大阪管区気象研究会誌(広島県).

2.4.2 2007 年 8 月 31 日の隠岐の大雨

足立 誠、堀川 和久、濱田 卓二、佐々木 啓壮(松江地方気象台)

(1) はじめに

熱帯低気圧から変わった温帯低気圧 が2007年8月30日夜から31日明け方 にかけて山陰沖を通過した。この影響 で隠岐では、30日23時30分から31 日02時30分までの間に、隠岐の島町、 西ノ島町付近で1時間120ミリ以上、 31日01時30分と02時00分には、島 根県雨量観測所の、隠岐の島町那久(な ぐ)と隠岐の島町卯敷(うずき)で、1 時間131ミリの猛烈な雨を観測した (第1図)。

ここでは、この記録的な大雨をもたら した現象について詳しく調査したので 報告する。

(2) 総観スケールの特徴

第2図に8月30日21時および31 日03時の地上天気図を示す。30日21 時には熱帯低気圧から変わった温帯低 気圧が山陰沖にあり、停滞前線が低気 圧の中心から東西にのびている。低気 圧は、31日03時には隠岐の東に進み、 停滞前線は中国地方から九州北部に進 んでいる。

500hPa 天気図では、5820gpm 沿いの 谷が山陰東部と朝鮮半島付近にあり、 チェジュ島と福岡の間で明瞭な風向シ アーが見られる。700 および 850hPa 天 気図では、山陰沖に低気圧が解析され、 850hPa 福岡・米子では南西 20KT とや や強い暖気移流の場となっている。領 域解析の 850hPa 相当温位分布では、東 シナ海から九州を経て日本海の低気圧 に向かって 345K 以上の高相当温位の 流入が見られる(第3図)。また、浜田、 鳥取のウィンドプロファイラを見ると 1500m 付近で 31 日 03 時には浜田鳥取



第1図 2007 年 8 月 31 日 00 時 30 分から 02 時 30 分までの解析 雨量分布図。隠岐の島町那久(なぐ)および、隠岐の島町卯敷(う ずき)は島根県雨量観測値。



第2図 地上天気図(2007年8月左:30日21時、右:31日03時)



第3図 2007年8月30日21時の高層解析図。 左上図:500hPa 右 上図:700hPa 左下図:850hPa。右下図:850hPa 領域解析の相当温 位分布。



第4図 2007年8月31日03時の1500m付 近のウィンドプロファイラ実況値



第5図 2007年8月30日03時の衛第6図 2007年8月30日16時の衛星 星赤外画像による雲解析図 赤外画像に850hPaの相当温位(K)と風



第6図 2007年8月30日16時の衛星 赤外画像に850hPaの相当温位(K)と風 向風速(KT)を重ねた。(GPVは30日12 時イニシャルの MSM、ハッチ部分は θe≧345K)

間で風向シアーが見られ、寒冷前線位 相の通過が考えられる(第4図)。

(3) SATAID による衛星雲画像解析

熱帯低気圧は30日03時にはチェジ ュ島付近にあり東進している。熱帯低 気圧に対応する下層渦は次第に積乱雲 等の厚い雲域の下に入り、不明瞭化す る (第5図)。その後、30日16時以降 に対馬付近で下層渦が再び明瞭化する。 下層渦の南側では、暖湿流の流入に伴 う対流雲列の入り込みが見られる。ま た、下層渦東側では 850hPa で 345K 以 上の暖湿流が流入し、活発な積乱雲が 新たに発生している(第6図)。水蒸気 画像では次第に暗域の境界の低気圧性 曲率が増し、上層トラフT1が明瞭化し ている。また、トラフ前面のシーラス ストリークは次第に高気圧性曲率を示 している (図略)。

第7図の30日20時の水蒸気画像で は、活発な積乱雲域の北西側で、トラ フ前面の雲域の南縁付近にある下層渦 近傍で新たに発生した積乱雲(矢印付 近)が活発化し始めている。この低気 圧は30日21時で温帯低気圧化するが、 この積乱雲は21時以降更に拡大・活発

化しており、GPV データを重ねると、明瞭化した トラフ T1 の南側を回り込むように、乾燥した



第7図 (左上) 2007 年8月30日20時の衛星水蒸気画像による雲解析図。 (右上) 雲解析画像に850hPaの相当温位(K)と風向風速(KT)を重ねた図。ハ ッチ部分は $\theta e \leq 339$ Kの領域を示す。(左下)GPVによるA-B間断面の相当温 位と風向風速(ハッチ部分は $\theta e \geq 345$ K)。(右下)GPVによるA-B間断面の 相対湿度と風向風速(ハッチ部分は湿度 ≥ 60 %)。GPVはそれぞれ30日24時 イニシャルのMSMの値である。

400hPa 付近の低相当温位域 (ハッチは 339K 以上) が進入してきている。



第8図 2007 年8月31日02時の衛星水蒸気画像による雲解析図(左図)とGPV による A-B 間断面の相当温位(K) と風向風速(KT)、ハッチ部分は θ e ≥ 345K (中図)。GPV による A-B 間断面の相対湿度(%)と風向風速(KT)、ハッチ部 分は湿度 ≥ 60% (右図)。GPV はそれぞれ 30日24 時イニシャルの MSM。



第9図 2007年8月30日15時から31日02時までのレーダーエコー合成図

その後、上層トラフT1は日本海を東北東進する。 トラフT1前面のシーラスストリークは、高気圧性 曲率を増し、トラフT1が深まっていることを示唆 している。低気圧に対応する下層渦は、赤外画像 での動画や対流雲列の曲率から30日21時で温帯 低気圧化した後も、31日02頃までは持続していると考えられ、引き続き渦の東側では活発な積乱 雲の発生が持続している。一方、西日本の南海上ではCuセルが北上しており、下層では暖湿流の流入が続いている事を示唆している。31日02時の

水蒸気画像(第8図)を見ると、積乱雲が発生し ている領域は下層では 345K 以上の暖湿流の流入 域で、400~500hPa 付近では乾いた低相当温位域 の進入先端付近にあたっていることがわかる。下 層渦東側の活発な積乱雲域は、30日24時~31日 02時にかけて隠岐付近を通過している。下層渦東 側の積乱雲域の形状に着目すると、風上側の尖っ たテーパリング形状をしているのがわかる。この ため、この記録的な大雨は、下層渦近傍(東側) で発生したテーパリングクラウドの通過に伴って 起こったと考えられる。また、テーパリングクラ ウドの発生には、低気圧が熱帯低気圧から温帯低 気圧に変わった後も、高温多湿な気塊を持つとい う熱帯低気圧的な性格をまだ持ち合わせていたと ころに、400~500hPa 付近の中層の低相当温位域 が侵入を始めたことが関わっていると考えられる。

(4)アメダス、レーダーおよびウィンドプロファイラの解析

8月30日18時から31日02時のレーダー観測 では、低気圧に対応する強エコーが第9図中の矢 印に示すとおり期間を通して観測されており、順 調に北東進している。この雨域が30日23時頃か ら隠岐の西海上で強雨域のエリアを広げながら隠 岐に接近し、隠岐の島の島後にかかる31日02時 には、さらに発達し大雨をもたらした。

強雨域が通過した時間帯の西郷、西郷岬、海士 のアメダス10分値時系列を見ると、風向が東の時

に雨が強く、西に変わると雨が弱ま っており、低気圧前面での強雨であ ることが分かる。また、雨が強まる タイミングで風速も強まっており、 下層収束が強まっていることが推定 できる(第10図)。

次に、30日22時40分から31日 02時20分までの、レーダーエコー 強度とアメダスの風向風速を20分 毎にプロットしたものを第11回に 示す。隠岐の南西海上のエコーが23 時以降急速に発達し、島前にかかっ たことがわかる。島前にかかった強 エコーはその領域は狭くなるが、強 度は維持したまま島前を抜ける。島 後の西郷岬や西郷の風速が00時40 分以降 10m/s 以上の風を観測していることから、 下層収束の強まりが推定される。エコーが島前を 通過するに従い、海士の風向が東から北西のち南 西に変わる。島前を抜けたエコーは、海士の西よ りの風と西郷岬や西郷の東風による収束の影響を 受けて再発達し、島後にかかるとさらに発達して 島後を抜けた。このため、30 日 01 時 30 分までの 1 時間に島後西部の那久で 131 ミリの猛烈な雨を 観測したと考えられる。

エコーは島前の南西側で、23時以降急速に発達 した。この時の海士の風は南東から次第に東に変 わっている。また、松江や鹿島の風向は南東から 南西となっていることから、この強雨域の形成に は、東風と南東から南西風のシアーが関わってい ることが考えられる。海士の風向変化については、 一旦、北西になってから南西に変化しており、シ アーの通過か発達したエコーによる冷気外出流や 収束の強化によるものかの判断は難しいが、実況 で顕著な収束があるにもかかわらず、エコーが順 調に移動していることなどから、ある程度の規模 を持った擾乱に対応するシアーが島前〜島後間を 通過したと考えられる。また、このシアーの通過 速度は、海士、西郷の2点間の風向変化のみで計 算すると、低気圧の移動速度 30km/h と概ね合致し ている。

また、02 時前からの島後を包み込むような 80mm/h 以上の強エコーは、松江レーダーのみで見 ると、レーダーエコー合成図ほどのエコー強度の



と10分間降水量 上段:西郷 中段:西郷岬 下段:海士



第11図 隠岐付近のレーダー画像とアメダス風向風速 2007年8月30日22時40分~31日02時20分までの20分毎



第12図 2007年8月30日12時から31日の12時までの浜田のウィンドプロファイラ実況値

広がりはない。これは、それまでエコーが海上 だけだったことから、レーダーエコー合成図に 取り込まれた島後の雨量実況による補正により 強化された可能性が考えられる。このため、今 回の場合レーダーエコー合成図で現象の発達・ 衰弱を考えるには注意が必要である。第12図は 浜田の 30 日 18 時からのウィンドプロファイラ の時系列である。30日20時頃から概ね5km以 上に観測データの抜けがあり、第7図の中層の 乾燥域の流入を示唆している。下層風速はこの 時間には明瞭に強まってないが、中層に乾燥域 が流入することにより、その後エコー強度は強 まっている。これは乾燥空気が流入したことで 対流不安定が強化されたことが原因と考えられ る。地上の寒冷前線位相に対応するシアーは、 下層風系の変化より 31 日 03 時前に通過してい ると思われるが、あまり明瞭ではない。

(5) 低気圧および前線の構造解析

31日00時から31日02時までの毎時の局地天 気図とレーダーエコー合成図を重ねたものを第 13 図に示す。作画にあたっては島前にある三度埼 灯台(海上保安庁観測)と30日24時の朝鮮半島 のデータを追加した。この図から、30日21時に 隠岐の西海上にあった低気圧は発達しながら、北 東進し、31 日 02 時には島前と島後の間に進んで おり、中心気圧は 1001hPa と深まっている。レー ダーエコーからは、強雨域は低気圧中心近傍の温 暖前線の北側で発生していることがわかる。よっ て隠岐を通過したシアーは、低気圧の温暖前線に 対応すると推測される。また、強雨域は低気圧と ほぼ同じ移動速度で北東進しており、停滞性は認 められない。したがってこの強雨域は、低気圧周 辺の環境場が持続することで、低気圧中心近傍の 温暖前線に対応する場所に発生した 30~50km 程



第13図 8月30日24時から31 日 02 時までの局地天気図とレー ダー合成図



と解析雨量(右図)

解析雨量

度の規模のメソ β スケールに対応する降水域が 持続したものであると考えられる。

(6) JMANHM による再現実験

RSM を初期値、境界値とした JMANHM による再現 実験を行ったが、再現性が充分ではなかった。こ のため、気象研究所で局所アンサンブル変換カル マンフィルター(LETKF)(Miyoshi and Aranami, 2006)を用いて初期値を作成し、JMANHM での再現 実験を行ったところ、実況の降水帯を比較的良く 再現しているメンバーがあった(第14図)。ここ では、降水帯の詳細な解析のため、そのメンバー をそれぞれ 5km、1km にダウンスケールした予報結 果を報告する。

(6.1) 5km 格子

第 14 図に LETKF を用いた JMANHM (5km 格子) による地 上降水量予想と解析雨量の図 を示す。低気圧中心付近の強 い降水帯(図中の矢印)の表 現が、かなり実況に近い分布 となっている。230m付近、 1460m 付近および 2880m 付近 の相当温位と風ベクトルの平 面図(第15図)を見ると、230m 付近で348K以上の暖湿流が 対馬海峡から顕著に流れ込ん でいる。1460m付近および 2880m付近では、はじめは 348K以上の暖湿流が100km程 度とやや広がりをもって低気 圧付近に分布しているが、次 第に低気圧中心部だけに集中 していき、特に予報時間の後 半になると 50km 以下の狭い 範囲に集中する。一方、230m 付近の下層では、予報時間の はじめから対馬海峡からの暖 湿流の補給が続いている。予 報時間の終わり(31日03時) 頃から低気圧の西側を回り込 む低相当温位域の気流と、山 陰沿岸の地形によって、暖湿

流の補給が絶たれているようにも見えるが、降水 域のはっきりとした減衰には繋がっていない。ま た、850hPaの高度と VOR 分布(第16図)では、 低気圧に伴う Cutoff された渦は、30日12時頃か ら明瞭化し、31日03時頃にかけ隠岐付近を通過 してから衰弱している。

第17 および18 図に30日20時と31日02時の JMANHM による断面図を示す。SATAID による衛星雲 画像で解析したのと同様に、高度6000~7000m 付 近を中心に相当温位339K 以下の低相当温位域の 流入が見られ(第17 図および第18 図のハッチ部 分)、その流入先端部が下層の345K 以上の暖湿流 の上層となっている。このため、対流不安定とな



第15図 JMANHM (5km) で予想された 2007 年 8 月 30 日 09 時から 31 日 03 時 の6時間毎の、相当温位(K)分布と風ベクトル(m/s)(左から 230m、1460m、2880m)



第16図 JMANHM (5km) で予想された 2007 年 8 月 30 日 09 時から 31 日 06 時ま での 3 時間毎の 850hPa の高度(m) と VOR (10⁻⁶/S)分布



第17図 (上図) JMANHM (5km) で予想された8 月30日20時の地上気圧(hPa)、風ベクトル (m/s)、1時間雨量(nm/h)。(中図) A-B間断面 の相当温位(K)と風ベクトル(m/s)。(下図) A-B 間断面の相対湿度(%)と風ペクトル(m/s)。



第 18 図 (上図) JMANHM (5km) で予想された 8 月 31 日 02 時の地上気圧 (hPa)、風ベクトル (m/s)、1 時間雨量(mm/h)。(中図) C-D 間断面 の相当温位(K)と風ベクトル(m/s)。(下図) C-D 間断面の相対湿度(%)と風ペクトル(m/s)。



第19図 (上段)レーダー合成図およびアメダス実況図。(下段)JMANHM (1km)で予想された地上凝結量 (mm/h)、風速ベクトル (KT)、海面気圧 (hPa)。

り強い上昇流が発生している。一方、C-D間の相 対湿度に注目すると、6000m以上は40%以下と低く、 乾いた気流の流入により低気圧の西側では対流活 動が明瞭に抑制されている。

(6.2) 1km 格子

第19 図に、30 日 24 時から 31 日 02 時までの1 時間毎のレーダー合成図、アメダス実況値(上段) と JMANHM(1km 格子)による地上降水量、海面気 圧、風ベクトル(下段)を示す。特徴的な三角形 状の降水帯を良く再現しており、レーダーエコー 降水強度との対応も良い。この降水帯の西端の南 側に小さな低圧部があり、31 日 01 時頃に予報時 間中最も発達して、中心気圧は 995hPa となってい る。低圧部の気温の鉛直分布を調べると、降水帯 の南西端付近の 2km 以下で気温が高く、この高温 な分布が下層に低圧部を形成させていたと考えら れる。また、この低圧部はその後弱まり、代わっ て降水帯の東端の収束が強まって、別の低圧部が 発生しその低圧部が発達していく予想となってい る。地上の相当温位予想から、前線を解析し、西 郷の実況の海面気圧の時間変化(第20図)と海面 気圧分布予想から実況とモデルの予想位置の差を 解析した結果、おおむね北西方向に40km程度のず れがあることがわかった(第21図)。第22図に 31日01時の断面図を示す。三角形状の降水帯の







第 21 図 31 日 01 時 30 分の 1500 付近の上昇流分布予想(上段左)、地上 20m 付近の相当温位予想と解析した地上前線 (上段右)、西郷で観測された海面気圧と予想された気圧分布によるモデル予想のずれ(下段右)、実況図に再解析した 低気圧と地上前線位置(下段左)



第22図 31日01時の1km格子のJMANHMで予想された各物理量

南辺で、北側の周囲より3℃程度低い300m以下の 低相当温位域に、南から500m以下の低層に流れ込 んだ350K以上の暖湿流が乗り上げ、非常に強い上 昇流が発生しており、1500m付近から上層では 20m/s以上となっている。また、降水帯内では南 辺以外は下降流となっており、下層では明瞭な発 散場が形成されている。こうした気流構造が降水 帯の南辺で維持されているため、強雨域が持続し たと推測される。

地形による降水の減衰・強化を検討するために、 隠岐の島を強い降水域が通過するようにモデル領 域を変更し、さらに隠岐の島の陸面を海面に変更 した実験結果を示す(第23図)。なお、この実験 はモデル領域のみを変更し、他のパラメータはこ れまでの1km格子と同一である。図は50mm/10min 以上の強い降水域が陸上にある時の10分間降水 量で最も差の大きかった時刻のものである。地形 がある場合は、陸上で風が弱く、島後の北西海上 で発散場が形成され、シアーラインも地形がない 場合に比べ南に形成されている。

強い降水域は、どちらもシアーラ イン付近の南西風の流入先端部分 に形成されているが、地形がある 場合には標高の高い場所の風上側 の一部で降水域の強化が見られる。 次にこの時間の 30 分間降水量を 比較すると、強い南西風が流入し ている時間帯であるが、必ずしも 地形がある場合の風上側での降水 量は多くなっていない。このこと から、地形の強制力による降水域 の強化よりも、地形があることに よるシアーラインの変化が、降水 域の強化に影響を与えたものと考 えられる。

(7)低気圧周辺の気流構造の解 析

第24 図に、1km にダウンスケー ルした JMANHM による30日24 時か ら31日01時までの流跡線分布と 気流構造の模式図を示す。低気圧 の東側で、南からの高相当温位の 気塊が、低気圧の北側を西に向か う低相当温位の気流と収束して上昇していること がわかる。

(8) まとめ

隠岐の大雨について、衛星画像、レーダーおよ び局地天気図による解析を行い、LETKF によるメ ソアンサンブル予報の手法で初期値を作成した JMANHM の再現実験で検証したところ、以下のこと がわかった。

- 低気圧は、30日21時に温帯低気圧化した後も、 高温多湿な気塊を持つという熱帯低気圧的な 性格をまだ持ち合わせており、特に500m以下 の下層で350K以上と顕著であった。また、低 気圧に対応する下層渦は、低気圧が隠岐を通 過した31日03時頃まで明瞭であった。
- 大雨は、隠岐の西海上で発生したテーパリン グクラウドによってもたらされた。テーパリ ングクラウドは低気圧の東側で発生し、メソ



第23 図 隠岐の島の地形効果の確認実験。(左上図) 隠岐の地形なし(陸面 を海面に変更)。(右上図) 隠岐の地形あり(実線は 20m 毎の標高) 太破線 は風のシアーライン 矢印は地上風 降水は前10分間降水量。(左下図) 隠 岐の地形なし(左上図の時間の前30分間降水量)。(右下図) 隠岐の地形あ り(右上図の時間の前30分間降水量)。

βスケールの強雨域を持っていた。

- テーパリングクラウドは上層トラフの深まり により、低気圧前面の下層暖湿流の流入域上 層(400~500hPa付近)に低相当温位域が侵入 を始めたことから、対流不安定が強化され発 生した。
- テーパリングクラウドに対応する強雨域は、 低気圧近傍の温暖前線の北側で発生し維持された。JMANHMによる気流解析からは、南からの暖湿流が低気圧の北側を西に向かう低相当 温位流と収束し、20m/s以上の非常に強い上昇 流域を発生させていた。この強雨域が隠岐を 通過し、記録的な大雨となった。
- 西郷で観測された気圧の急下降は、強雨域南 側の暖湿流先端部分に対応するメソ低気圧の 通過によるものと考えられる。
- モデル実験により地形を除去した場合と比較した結果、隠岐の島(島後)の一部で、地形によるシアーラインの変化により、降水域の強化が認められた。

(謝辞)

作図の一部には気象研究所予報研究部加藤輝 之氏の作成された mplot を使用した。第八管区 海上保安本部境海上保安部からは灯台データを、 関西空港地方気象台観測課金築俊親氏からは、 隠岐航空観測所のデータを入手するのにお世話 になった。

また、衛星センター解析課、観測部観測課観 測システム運用室からは、それぞれ衛星解析、 レーダー観測についてのアドバイスを頂いた。

当初の共同研究者の高松地方気象台観測予報 課吉村満氏、この大雨の事例解析を行う機会を 与えて下さりご指導頂いた前松江地方気象台長 渡部浩章氏にお礼を申し上げます。

(参考文献)

Miyoshi T. and K. Aranami, 2006: Applying a Four-dimensional Local Ensemble Transform Kalman Filter (4D-LETKF) to the JMA Nonhydrostatic Model (NHM), *SOLA*, **2**, 128-131.



第24図 トレーサーを高度250mと2.4kmに置いて、30日24時から31日01時まで追跡した流跡線分布 (左図:250m中図:2.4km)、解析の結果考えられる気流構造の模式図(右図)。

2.4.3 2008年9月2日の線状降水帯について

石橋 正登、中塚 賢治、秋山 幸三、原田 延明、吉田 康夫(彦根地方気象台)

(1) はじめに

地方共同研究では、平成19~20年度にかけて「強 雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び 降水強度・移動速度の予測に関する研究」をテー マに調査を進めている。

今回は、滋賀県と三重・岐阜県境付近に線状降水 帯が顕在化した2008年9月2日の事例について調 査を行ったので報告する。

(2) 事例の概要

前日の9月1日から下層南東風による南海上からの暖湿気の流入が続いており、三重県を中心に局地的な降水を観測していた。9月2日昼頃から伊勢湾からの南東風が鈴鹿山脈で強制上昇し、700hPaの南よりの風に流されて同山脈沿いに線状降水帯が形成された。中・下層の風系が変わらず暖湿気の流入が続いたため線状の形態は長時間継続し、15時頃と24時頃に2度の降水のピークを迎えた後、9月3日未明に500hPaトラフの接近によりその形態は崩れた(第1図)。

この降水帯により甲賀では、15時30分に解析 雨量で120ミリを観測した。これを含め滋賀県で は記録的短時間大雨情報を8回発表した。また、 解析雨量のR24では、東近江で700ミリを超える 大雨となった。

(3) 総観場の特徴

(3.1) 9月2日09時

地上天気図(第3図)を見ると、朝鮮半島南岸 と四国の南海上の低気圧がそれぞれ東進および東 北東進しており、西日本は気圧の谷に入っている。

500hPa 天気図(第4図)では明瞭なトラフが朝 鮮半島から東シナ海付近に解析できる。トラフ周 辺は乾燥しているが、T-TD は輪島で4.4℃、潮岬 で6.0℃と近畿、中部地方ではやや湿っている。 温度場は輪島-5.7℃、潮岬-5.5℃と弱い寒気が入 っている。また、西日本ではトラフ前面の南西風 が卓越している地点が多いが潮岬では南風が吹い



第1図 レーダー画像(9月2日12時~24時)



第2図 地形図 地形データには USGS の GTOP030 を利用している。

ている。

850hPa 天気図(第5図)では、朝鮮半島南部に 低気圧性循環、九州の南には風向シアーが解析で きる。この前面の南風が近畿地方では卓越してい る。潮岬のT-TDは0.0℃で非常に湿っており、348K の暖湿気が入っている。

9月1日2341UTCの衛星水蒸気画像(第6図)で は愛知県付近と四国東部に明域が見られる。黄海 付近にはトラフ後面の乾燥域に対応した明瞭な暗 域が見られる。

(3.2) 9月2日21時

地上天気図(第7図)では朝鮮半島南岸の低気 圧は日本海中部に、四国の南海上の低気圧は紀伊 半島沖にそれぞれ移動している。

500hPa 天気図(第8図)ではトラフは中国地方 西部付近まで南東進しており、その前面の近畿地 方は T-TD≦6℃と湿潤化している。また、米子で -6.3℃と中国地方から近畿地方にかけて寒気も入 っている。



第3図 地上天気図 (9月2日09時)



第4図 500hPa 天気図(9月2日09時)

850hPa 天気図(第9図)では、地上の低気圧に 対応する形で日本海中部と四国の南に低気圧性循 環があり、潮岬では南風が続いている。

(4) アメダス実況図、レーダー、毎時風解析

アメダスによる風及び気温(0.65℃/100mで高 度補正)、レーダーエコー(以下エコーと表記)の 平面図及び毎時風解析(700hPa、925hPa)をステ



第5図 850hPa 天気図 (9月2日09時)



第6図 衛星水蒸気画像 (9月1日23:41UTC)



第7図 地上天気図(9月2日21時)

ージ別に示す(第10図)。なお、名古屋、尾鷲の 該当する時間帯のWPR断面図を見たが特筆すべき 状態は見出せなかった。

(4.1) 発生前

10時:エコーがかかっていない兵庫県、奈良県 では日射により昇温している。大阪湾周辺の風は 北東から西よりに変わりつつある。毎時風解析で は700hPaの南風に対して925hPaは南東風となっ ており、風向鉛直シアーが見られる。

(4.2) 発生初期

12時:エコーの移動方向がそれまでの北西進か ら北上に変わる。鈴鹿山脈沿いでは南東風と地形 の影響で線状降水帯が形成される。奈良市付近の エコーは大阪湾からの西よりの風と伊勢湾からの 南東風の収束が発生に寄与していると考えられる。 引き続き 700hPa と 925hPa の風向鉛直シアーが見 られる。 15時:925hPaでは滋賀県南部から奈良県にかけ てシアー(A)が明瞭となる。地上では鈴鹿山脈沿 いの線状降水帯からの冷気外出流と思われる風と、 陸地の昇温による大阪湾からの南西風との収束が 強まる。これらにより新たにもうひとつの線状降 水帯が形成される。また、降水帯近傍に位置する 土山の気温は 25.4℃、京都は 33.3℃で気温差は 7.9℃と温度傾度が大きくなっている。引き続き 700hPa と 925hPa の風向鉛直シアーが存在する。

(4.4) 最初の衰弱期

21時:エコーが弱まった原因として、①日射の 影響がなくなった。②地上では伊勢湾からの南東 風は続いているが、大阪湾付近の風は東よりに変 わり収束が弱まった。③700hPa と 925hPa の風向 鉛直シアー及び風速も弱まったことが挙げられる (図略)。

(4.5)2度目の降水のピーク

00 時:エコーが再び強まった原因として、① 500hPa トラフが深まりながら 21 時には九州付近



第8図 500hPa天気図(9月2日21時)



第	1表	NHM	の計算条件

	5km格子①	2km格子①	5km格子②	2km格子②	2km格子③	2km格子④
計算領域	132.8125-139.1875E,	134.925-137.475E,	131.25-138.75E,	134.925-137.475E,	134.925-137.475E,	134.925-137.475E,
	32.45-37.55N	34.18-36.22N	31-37N	34.18-36.22N	34.18-36.22N	34.18-36.22N
水平格子数	102×102	102×102	120×120	102×102	102×102	102×102
鉛直層数	50	50	50	50	50	50
初期値	9/2 00UTC	9/2 03UTC	9/2 00UTC	9/2 03UTC	9/2 03UTC	9/2 03UTC
親モデル	-	5km格子①	-	5km格子②	5km格子②	5km格子②
地形編集	-	-	-	-	鈴鹿山脈の高度1.5倍	鈴鹿山脈の高度0.1倍

(4.3) 最初の降水のピーク



第10図 アメダス風、気温、レーダーエコー実況図(左)毎時風解析700hPa(中)925hPa(右)

に進み-6℃の寒気が入った(第8図)。②700hPa と925hPaの風向鉛直シアーは弱いが925hPaの風 速が強まり暖湿気の流入が強化されたことが挙げ られる。

(4.6)2度目の衰弱期

03時:00時40分頃から降水帯北端部分ではエ コー強度が弱まり始め線状の形態は崩れ、強いエ コーは東に移動した。トラフの接近により、それ まで続いていた 700hPa の南よりの風が南西に変わったためと推測する。

(5) NHM による再現実験

格子間隔を 5km (①、②)及び 2km (①~④)と して行った NHM による再現実験の結果を示す。た だし、2km のモデルは 5km のモデルを親モデルと してネストを施している。各モデルの計算条件は 第1表のとおりである。



第12図 2km 格子①、9月2日03UTC 初期値のR3と地上風

(5.1) 5km 格子①(第11図)

12 時では鈴鹿山脈沿いに降水が予想されてい るが強い領域で3時間10~20ミリと実況に比べて 非常に弱く再現性は悪い。大阪湾からの西風は概 ね実況に合っているが伊勢湾からの南東風はアメ ダス風と比較すると卓越させすぎている。15時で は鈴鹿山脈沿いの降水帯は弱まり3時間5ミリ未 満となる。18時では奈良県北部付近で降水を強め ており実況との相違が大きい。

(5.2) 2km 格子①(第12図)

鈴鹿山脈沿いに降水表現があるものの実況に比 べて非常に弱く、15時の最初のピークに対応する 降水の強まりは見られない。03時の降水の強まり は時間的なずれがあるが2度目のピークに対応し ていると捉えることも出来る。しかし、線状の形 態とはいい難い。親モデルの再現性が悪いため、 やむをえないと思われる。

(5.3) 5km 格子②(第13図)

5km 格子①では四国の南海上の低気圧が計算領域 域内に完全には入っていなかった。このため南か らの暖湿気の入り方が弱く強い降水が表現されな かった可能性がある。このため計算領域を広げて 計算を行った(第13図)。全体的に降水の表現は 強まったが鈴鹿山脈沿いの降水域に強まりは見ら れなかった。

(5.4) 2km 格子②(第14図)

15 時では鈴鹿山脈沿いに降水域が現れたが強 度は弱く最初の降水ピークに対応する強まりは見 られない。21 時では滋賀県の西に強い降水帯が現 れ実況との相違が目立つ。03 時では時間的なずれ はあるが鈴鹿山脈沿いに線状降水帯が表現された。

(5.5) 2km 格子③、④(第15図)

鈴鹿山脈の高度を1.5倍した2km格子③では鈴鹿山脈沿いの降水帯にわずかではあるが強まりが見られた。また、0.1倍した2km格子④では、降水帯は地形編集なしの2km格子②と比較してかなり



第14図 2km 格子②、9月2日03UTC 初期値のR3と地上風



第15図 9月3日00時のR3と地上風。左は、地形編集無し(2km格子②)、中は鈴鹿山脈を1.5倍(2km格子③)、右は鈴鹿山脈を0.1倍(2km格子④)である。

弱めの表現に変わった。このことから鈴鹿山脈の 地形が線状降水帯に及ぼした影響はかなり大きい と考えられる。

(6)アンサンブル NHM

格子間隔は 5km (予報時間:24 時間、予報時間 間隔:60分)と1.6km (予報時間:6 時間、予報 時間間隔:10分)の2種類、メンバー数はそれぞ れ20メンバーであった。

(6.1) 5km 格子

局所アンサンブル変換カルマンフィルタ (LETKF)等を使用して計算されているため通常の NHM よりも、ほとんどのメンバーが実況に近い結 果となった。ただし15時頃の最初の降水ピークは 表現されたものの2度目のピークが表現されたメ ンバーは無かった。

最も実況に近い降水表現であった 014 と表現が 悪かった 002 を比較した(第16図)。700hPa の風、 925hPa の暖湿気の入り方、地上の収束・発散はほ とんど違いが見られなかった。しかし、3 時間降 水量では 014 のほうが表現が強い。南北断面図で 見ると 002 で 500hPa 付近に表現されている乾燥し た気塊が 014 では 700hPa 付近に表現されている。 また、中層と下層の風向鉛直シアーは 014 のほう が大きい。このことが降水強度の違いに影響を与 えていると見られる。

(6.2) 1.6km 格子

すべてのメンバーで昼過ぎに線状の降水帯が表

現されており、予想のばらつきは小さい。降水強 度が弱かった002と実況に最も近い011を比較し た(第17図)。5km格子同様700hPa等の平面図で の違いは小さく、925hPaの相当温位は011よりも むしろ002の方が高い。断面図では5km格子同様 に中層と下層の風向鉛直シアーに違いが見られる。 このことが降水強度の違いを生じさせていると思 われる。

(7) まとめ

(7.1)線状降水帯のステージ別の特徴

(7.1.1) 発生初期

鈴鹿山脈沿いでは南東風と地形の影響で線状降 水帯が形成される。700hPaの南風と 925hPaの南 東風による風向鉛直シアーが見られる。

(7.1.2) 最初の降水のピーク

鈴鹿山脈沿いの線状降水帯からの冷気外出流と 思われる風と、陸地の昇温による大阪湾からの南 西風との収束により、新たにもうひとつの線状降 水帯が形成され、925hPa でその降水帯に対応する シアーが明瞭である。また、降水帯近傍では温度 傾度が大きくなっている。引き続き 700hPa と 925hPa の風向鉛直シアーが存在する。

(7.1.3) 最初の衰弱期

エコーが弱まった原因として、①日射の影響がな くなった。②地上では伊勢湾からの南東風は続い ているが、大阪湾付近の風は東よりに変わり収束 が弱まった。③700hPa と 925hPa の風向鉛直シア 一及び風速も弱まったことが挙げられる。

(7.1.4) 2度目の降水のピーク

エコーが再び強まった原因として、①500hPaト ラフが深まりながら西日本付近に進み-6℃の寒気 が入った。②700hPaと925hPaの風向鉛直シアー は弱いが925hPaの風速が強まり暖湿気の流入が 強化されたことが挙げられる。

(7.1.5)2度目の衰弱期

トラフの接近により、それまで続いていた 700hPa の南よりの風が南西に変わったため線状 の形態は崩れ、強いエコーは東に移動した。

(7.2) 今回の線状降水帯の特徴

①線状降水帯が鈴鹿山脈沿いで長時間継続した 原因は南海上の低気圧の動きが非常に遅いため中 下層の風系が変わらず、南から暖湿気が入り続け たためと考えられる。

②今回の線状降水帯は、700hPaの風と 925hPa の風向差が 45°位あること、降水のピーク時のエ コーの形態がテーパリング状であること、700hPa の風向とエコーの走行が同じ事から線状降水帯の 分類としては Back- and side-building 型に属す ると思われる。

(7.3) NHM の再現実験について

今回のように降水の再現性が悪い場合、計算領 域を変えて何種類か試してみることは重要と思わ れる。計算領域を変えることで再現性が良くなっ たが15時頃の1回目の降水のピークの再現はでき なかった。実況でのエコーの発生状況から鈴鹿山 脈の地形の影響は大きいと推定していたが NHM で の地形編集の実験により、そのことを確認できた。 アンサンブル NHM では下層の暖湿気の入り方より も、下層と中層の風向鉛直シアーが降水表現を左 右することが確認できた。

(参考文献)

吉崎正憲・村上正隆・加藤輝之編集,2005:メソ 対流系. *気象研究ノート*,208p.



14 1 5 10 20 50 100 507 314 322 330 338 346 35 第 16 図 アンサンブルNHM 5km格子9月2日14時の結果。左はR3と地上風(直線は南北断面図の切 り口)、中は925hPaの相当温位と風、右は南北断面図である。上は#014、下は#002を示す。



1 5 10 20 50 100 307 314 322 330 338 346 353 307 314 322 330 338 346 3 第 17 図 アンサンブルNHM 1.6km格子9月2日14時の結果。左はR3と地上風(直線は南北断面図の 切り口)、中は925hPaの相当温位と風、右は南北断面図である。上は#011、下は#002を示す。
第3章

同化手法やアンサンブル手法を用いた 線状降水帯の解析

3.1 2003年4月8日に大阪平野に組織化された線状降水帯

瀬古 弘(気象研究所)・熊原 義正(大阪管区気象台)

(1) はじめに

大阪湾から淀川に沿って線状にのびる降水帯は、 "淀川チャネル"と呼ばれ、しばしば豪雨をもた らすことが知られている。これまでに、大阪湾か らのびる降水帯について、気象庁の現業データ等 を用いた解析が行われ、たとえば、横田(1991) では、気象庁現業レーダーの反射強度分布から、 対流セルが降水帯の南端で発生して後方に移動す るという「バックビルディング型」の特徴を持つ と報告している。また、1990年代後半には、2台 のドップラーレーダーを用いた観測が、北海道大 学低温研究所と関西航空地方気象台が中心となっ て行われ、降水帯内の詳細な気流構造等が解析さ れている。

豪雨をもたらした他の線状降水帯の事例については、数値モデル等の出力を用いた解析が多く行われ、たとえば、新潟・福島豪雨では、中層の乾燥気塊による対流の強化(Kato and Aranami, 2005)や下層の湿った気流による潜在不安定化の重要性

(Yamasaki, 2008)などが報告されている。一方、 線状降水帯の形状や維持機構は、下層風が線状降 ことが報告されている(加藤・瀬古、2005)。

このように線状降水帯については、数値モデル の出力を用いて詳しい報告がなされているが、大 阪湾から淀川沿いにのびる線状降水帯については、 数値モデルを用いた解析例は少なく、降水帯の気 流構造や維持機構、豪雨等の災害に関連する移動 速度や対流の強化の要因について、必ずしも良く 分かっていない。

ここでは、大阪湾から北東に伸びる線状降水帯 が現れた2003年4月8日の事例について、観測デ ータや非静力学モデルを用いて調べた線状降水帯 の構造や維持機構を報告する。線状降水帯の移動 速度については、地表に沿った1次元モデルを非 静力学モデルの出力に適用した結果から議論し、 移動や発達・衰弱を決める要因については、模擬観 測データの同化実験の結果を用いて議論する。

(2) 観測データによる解析

(2.1) 監視レーダーの解析された降水帯の形成の 様相

最初に、大阪湾から北東にのびた線状降水帯の

水帯の走向の直交 方向から供給され る場合には、高度 3km より上層の風 向が、下層風の逆 向きから降水帯に 貫入する場合には スコールライン型 に、同じ方向には 複数の短い降水帯 が形成されるバッ クビルディング型 に、降水帯の走向 と同じであれば、 バック アンド サ イド ビルディン グ型が形成される



第1図 監視レーダーで観測した 2003 年4月8日 10 時から 15 時までの降水域の時間変化。

形成の様相を、監視レーダーの反射強度分布(第1 図)を用いて説明する。線状の形状が明瞭になる2 時間前の4月8日10時では、降水域Aが高知県 の南海上から北東に伸び、四国東部や近畿地方で は広い降水域に覆われていた。この降水域Aは時 間と共に東進し、15時頃には紀伊半島の東側まで 移動した。降水域Aが近畿地方を東進している12 時頃には、線状降水帯 B の先端は大阪湾付近にと どまり、線状降水帯 B が降水域 A から分離して見 えるようになった。降水域Aが東に移動するのに 対し、線状降水帯 B の先端が大阪湾付近にとどま っていることから、12時以降の降水帯**B**の形成に は、降水域Aと別のメカニズムが働いていると考 えられる。線状の形状が明瞭になった降水帯**B**の 北東部分は、降水域Aの延長上にあるが、その後 の振る舞いを見ると、線状降水帯 Bとして捉える ほうが適切なので、第1図に破線の様に線状降水 帯と降水域Aに分けて理解することにした。その 後、降水帯 B は、降水帯の走向を徐々に北東から 東北東に変えながら衰弱し、降水域も幾つかに千 切れて、15時には弱い降水域が和歌山県北部に残 るようになった。この降水帯 Bを 12 時より時間 を遡ると、第1図の丸で示すように10時には高知 県平野付近に、11時には香川県付近に南西にとが いた。この降水帯 Cも東に移動していた。

(2.2) 総観スケールの特徴

加藤・瀬古(2005)で示されたように、たとえば、 降水帯周辺の降水帯よりも大きなスケールの水平 風の鉛直プロファイルは、線状降水帯の環境とし て降水帯の気流構造などの決定に寄与することが わかっている。降水帯の環境の特徴を知ることが、 線状降水帯の理解にとって、重要である。線状降 水帯の環境を捕らえるために、まず、総観天気図 を見てみる(第2図)。明瞭な線状降水帯が形成さ れる3時間前の09時には、山陰地方の沖合に低気 圧があり、そこから温暖前線が東海地方へ、寒冷 前線が中国・四国地方を通過して台湾までのびて いた。これらの前線には挟まれた暖域では強い南 より気流が卓越し、寒冷前線付近では南南西風や 南西風になっていた。総観天気図で解析された寒 冷前線が降水域Aの位置付近にあることから、降 水域Aは寒冷前線に伴う降水域であったと考えら れる。寒冷前線付近の高度 850hPa や 700hPa では 南西風が卓越していて、特に 700hPa では乾燥した 気塊が西から近畿地方に進入しつつあった。これ までの研究に、700hPaの風向や湿度が、降水帯の 形状や発達に寄与したり(加藤・瀬古、2005)、新

(b)850hPa

った降水域が見えて いる。このことから、 この事例では、すで に、大阪湾付近より も西で形状の特徴が 形成されていて、そ の先端を含む降水域 が東に移動し、大阪 湾付近で、その降水 帯が大阪湾に留まる ようになって、より 線状の形状が明瞭に なったといえる。こ れらの降水域のほか に、降水帯Bが明瞭 な線状の形状を示し た 12 時頃の中国地 方に、東北東から西 南西に延びる別の降 水帯Cが形成されて









第2図 2003年4月8日9時の(a)地上天 気図と(b)850hPaと(c)700hPaの高層天気 図。

潟・福島豪雨の事例では、中層の乾燥気塊が対流を 発達させたりすること(Kato and Aranami、2005) が報告されている。これらの先行研究で得られた 結果がこの事例に当てはまるかどうかについても、 第3章で数値モデルを用いて確認する。

(2.3) 地上データに見られた特徴

(2.3.1) 降水域 A や線状降水帯 B 付近の気圧や気温分布

本事例で注目している線状降水帯Bは、北東部 分が降水域Aの延長上にあることから、降水域A も含めた領域で、アメダスや地上官署で観測され た地上風や気温、気圧の分布を見てみる(第3図)。 まず、線状降水帯が明瞭になった12時では、大阪 湾からのびる線状降水帯Bに向かって、紀伊半島 や伊勢湾から、強い南よりの風が降水帯に吹き込 んでいた。この気流の一部が和泉山地をこえたた めのフェーンの影響と考えられるが、この気流の 吹き込んでいた大阪府南部では19度を超える高 温になっていた。それに対し、降水域Aがかかっ ている紀伊半島や、線状降水帯Bの強い降水域の ある大阪府北部や滋賀県北部では、14度以下の低 温であった。これらの低温域の位置が強い降水域 と一致していることから、低温域は雨滴の蒸発に より形成されたものと考えられる。

降水帯付近の気圧分布の 1003hPa の等圧線に注 目すると、低圧部が降水帯 B の前面に沿って南西 にのび、降水帯の中ほどで一度折れ曲がって、降 水帯の南部分の北側を南西へ伸びていて、降水域 の東側にあたる滋賀県北部では低圧部、降水域に あたる大阪府北部では高圧部であった。降水帯の 東側の低圧部は、降水域内で水蒸気が凝結して高 温になったために気圧が降下し、地表付近の冷気 塊の寄与が小さい降水帯の東側で、気圧の低下が 明瞭にみえたと考えられる。先述の紀伊水道や伊 勢湾からの水平風は、この低圧部に吹き込んでい るように見えることから、この気圧の低下が南西 風を強化していたことが示唆される。これらの降 水帯の対流活動に起因している気圧分布の特徴の 他に、この時刻の特徴的な気圧分布として、四国 の地形の効果により徳島県付近が低圧部になって いることが挙げられる。

これらの12時に見られた特徴が、他の時刻でも 同様に見られるかどうかを確認するため、線状降 水帯が形成される1時間前の11時と、線状降水帯 がちぎれた状態まで減衰した15時を見てみる。11 時では、第1図で見たように線状降水帯**B**になる 降水域の先端が淡路島付近にあり、そこから強い



第3図 地上官署やアメダスで観測した 2003 年4月8日11 時と12時、15時の海面気圧 と気温分布。

降水域が北北東にのび、その強い降水域の東側の 大阪府付近では低圧域になっていた。また、兵庫 県と京都府の県境付近にある強い降水域では低 温・高圧になっていた。この特徴的な降水域付近 の気圧分布が、12時と同様に見えていることから、 これらは降水活動に伴う特徴といえる。一方、徳 島県付近の低圧部が形成されていたところでは、 線状降水帯の西側の高圧部になっていた。この事 例については、地形の効果で形成される気圧の下 降よりも、対流活動による気圧の変動のほうが顕 著であったといえる。次に、15時の気温分布を見 てみると、線状降水帯 B の西側に当たる兵庫県で は線状降水帯付近や降水帯Cの西側に比べて気温 が高い。このことは、第2図の天気図では降水域 A に沿うように寒冷前線が解析されていたけれど も、実際には、降水域Aや線状降水帯Bに対応す る南よりの風と西風の収束の他に、中国地方の降 水帯Cに対応する西風と北西風の収束があって、 そこで顕著な気温の下降を伴っていたことから、 2 本の不連続線を伴うプリットした前線であった ことがわかる。

(2.3.2) 降水域 A や線状降水帯 B の通過に伴う風速

や大阪では顕著な気温の上昇を伴っていた。この 南よりの風は、先述の降水帯の東側に見られた低 圧部によって強められたもので、降水域A通過後 の降水帯 Bの形成や強化にも寄与していたと考え られる。降水域Aや線状降水帯Bの通過後の気温 低下は、線状降水帯Bの南部分が通過する堺や友 が島に比べ、線状降水帯Bの北東部分が通過する 境や大阪でより顕著に下降していた。これは、降 水の蒸発のほかに、和泉山地越えのフェーンが止 んだことによる下降も寄与していると考えられる。 南風の強化等についても、第3章において数値モ デルを用いた実験結果を使って確認する。

(2.4) レーダーやウィンドプロファイラで観測された 降水帯周辺の気流の特徴

瀬戸内海や紀伊水道に面した高松と和歌山/美 浜のウィンドプロファイラのデータから降水帯周 辺の水平風の鉛直分布を見てみる(第5図)。高松 と和歌山/美浜の水平風プロファイルを比較する と、高度1kmより下層にもっとも顕著な違いが見 られる。つまり、高松の下層では10時から西風で あるのに対し、美浜では15時30分に西風に変わ るまで、南西風が持続していた。これらの南西風

や気温の変化 紀伊水道や瀬戸内 海からの気流が線状 降水帯**B**付近で収束 していたことから、 これらの気流が線状 降水帯Bの発達等に 影響を及ぼしている ことが想像できる。 そこで、線状降水帯 B 付近のアメダス地 点に注目し、降水期 間の前後に観測され た地上風や気温等の 変動を見てみた(第 4図)。強い南からの 気流が通過した友ヶ 島や堺、大阪では、 降水域Aの通過前に 南よりの風の風速が 大きくなり、特に堺



第4図 アメダスで観測した 2003 年4月8日12時から16時までの水平風 と気温の時間変化。中央の平面図は15時の海面気圧と気温分布。

や西風は、前節で説明した地表付近の紀伊水道を 通過する南よりの気流と瀬戸内海からの西風に対 応し、線状降水帯 Bの形成に重要な役割を果たし ていると考えられる。次に、受信強度15dBZ以下 を乾燥気塊とみなすと、高松では西南西風の乾燥 した気流の高度が14時ぐらいから3kmから2km に下がっており、美浜でも14時から高度3km程度 に乾燥気塊が現れていた。この乾燥気塊は、700hPa の高層天気図に見られた乾燥気塊に対応している と考えられる。これらのウィンドプロファイラの 位置は線状降水帯 Bから離れているため、乾燥気 塊が降水帯に侵入しているかどうかを確認できな いため、乾燥気塊の降水帯への寄与については、 第3章で数値モデルの出力を用いて議論する。

最後に、関西国際空港と大阪国際空港に設置さ れたドップラーレーダーのデータを用いて、線状 降水帯 **B**内の強い対流域の位置や動き、動径風か らデュアル解析で得た水平風分布について述べる。 関西国際空港のレーダーで観測された約1分毎の 反射強度の時系列を見ると(第 6 図)、降水帯は 10-15km 程の幅を持ち、南側に沿って強い反射強 度が連続して分布していた。その中の強い反射強 度の幅の広い領域が、降水帯中を 15m/s 程で北東 に移動していた。

関西国際空港と大阪国際空港に設置されたドッ プラーレーダーで得られた動径風に、Draft(鈴 木・田中、2000)を適用して、降水帯内の水平風を 調べた(第7図)。降水帯が淡路島の東側に移動し ていた12時では、線状降水帯 Bの南側からの気 流と西からの南西風の気流が収束していたことが わかる。高度2.5kmでは、降水帯の走向と同じ方 角からの風、つまり、南西風が卓越していた。降 水帯がより明瞭になった13時以降の下層の高度 500mでは、13時に西風が酉側から侵入し始め、1 時間後の降水帯が南東側に弧状に膨らんだ14時 になると、降水域内では西風が卓越するようにな っていた。高度2.5kmに注目すると、13時には、 まだ降水帯付近全体が南西風であったのに対し、



第5図 2003年4月8日に高松と美浜のウィンドプロファイラで観測された水平風とS/N比の時系列。



第6図 2003年4月8日13時0分から07分までの関西国際空港レーダーで観測された反射強度の時系列。

14 時になると降水 帯の北部分で西風に 変わっていた。これ らの水平風分布から、 ウィンドプロファイ ラで観測された水平 風で説明したように、 紀伊水道を通過した 南からの気流と瀬戸 内海からの気流が収 束して形成されてい ること、西からの気 流は楔のように下層 から南からの気流の 下に入り込んで南か らの気流を持ち上げ ていること、降水帯 の北部分では瀬戸内 海からの西風がより 東に侵入していたこ とがわかった。



第7図 2003年4月8日12時から14時までの関西国際空港レーダーと大阪国際空港 レーダーの動径風から求めた水平風と関西国際空港レーダーで観測した反射強度分 布。

1030JST(FT=4.5h)

(2.5) 観測された特徴のまとめ

観測データで明らかにした特 徴を、以下のようにまとめるこ とができる。

- (1) 寒冷前線が近畿地方を通過 する前の線状降水帯は、南 側がとがった前線の降水域 の一部であったが、大阪湾 を通過すると、先端が大阪 湾付近に留まり、北東にの びる明瞭な線状の形状になった。
- (2) 大阪湾付近から北東にのび る線状降水帯は、暖かい紀 伊水道の南からの気流の下 に瀬戸内海の下層の西風が 楔の様にもぐりこんで形成 されていた。
- (3) 寒冷前線の強い降水域では 高圧部になっていて、その 東側には低圧部を伴ってい

Image: how particular index inde

1200JST(FT=6.0h)



た。この低圧部によって、南からの気流が強

化されていたことが考えられる。

(4)降水帯が観測されていたときに高度700hPa付近に乾燥した気塊が接近していたが、発達時や減衰時の降水帯との位置関係は観測データからは分からなかった。

(3) 数値モデルを用いた線状降水帯の構造と減衰のメカニズム

(3.1) 数値モデルの説明

観測データで得られた情報のみでは、たとえば、 高度 700hPa 付近の乾燥気塊と線状降水帯の発達 や減衰の関係など、維持機構の解明には不十分で あった。ここでは、数値モデルを用いて再現実験 を行い、線状降水帯の構造や維持機構を調べた。 本研究では、気象庁非静力学モデルを用い、寒冷 前線を含む領域の格子間隔 5km の実験(5km-NHM) と、線状降水帯をより詳細に再現するために格子 間隔 2km (2km-NHM) の 2 つの実験を行なった。水平 格子数は、5km-NHMの格子数は122×122、2km-NHM は 201×201 とし、鉛直層数は両格子間隔で共通 の40層、最下層の層の厚さは20mで、高度ととも に厚くなるようにした。5km-NHM の初期値と境界 値は、2003年4月7日21時のメソスケール解析 から作成し、2km-NHMの初期値と境界値は8日09 時の5km-NHMの出力から作成

した。 物 理 過 程 に は Kain-Fritsch スキームと氷 相まで含むバルクモデルを併 用した。

(3.2) 5km 格子 JMANHM を用いて再現した降水域

(3.2.1) 5km の降水域で再現し た降水域 A と線状降水帯 B

まず、最初に5km-NHMで再 現した降水域と地上気圧の特 徴を、前章で説明した第1図 と比較する(第8図)。10時30 分を見ると、紀伊水道の南か ら近畿地方北部にかけて、強 い降水域が北北東から南南西 にのび、その東側では、降水 域が紀伊半島南部や岐阜県北 部から福井県、静岡県に広が っていた。紀伊半島南部から

静岡県に広がる降水域については、山地の南向き 斜面に対応していることから、地形による強化が 考えられる。これらに対して、北北東から南南西 にのびる強い降水域は時間と共に東に移動してい て、15時には紀伊半島の東側まで移動していた。 この広い強い降水域は、水平分布や移動の様子か ら、観測された降水域 A に対応すると考えられる。 再現された降水域 A を詳細に見てみると、10 時 30 分には、徳島県に南西に尖った形状を持つ強い 線状の降水域があり、降水域Aが近畿地方を通過 している12時になると、降水域の先端は大阪府南 部や和歌山県北部に留まったまま、紀伊半島の山 地から南にのびる降水域Aと分離し、降水帯の北 部が降水域Aの延長上にのびる形状の明瞭な線状 降水帯になった。15時には、線状降水帯はより東 西方向に傾いて千切れ、先端部分が和歌山県北部 に残った形状になった。これらの 5km-NHM で再現 した線状降水帯の形状の時間変化は、レーダー反 射強度で見えたものと同じで、この線状降水帯が 第(2)章で見た線状降水帯 B に対応すると考えら れる。その降水域▲の西側に視点を移すと、15時 には低気圧が山陰沖を東進し、降水域は観測より も狭いものの、島根県に降水域が形成されていた。



第9図 5km-NHM で再現した7時20分と11時30分の気圧分布と水平分布。 その時刻前後の1時間の気圧と水平風変化。灰色域は、変化を求めた終わり 時刻の降水分布。 この降水域は、第(2)章で見た降水帯 C に対応 すると考えられる。次に、気圧分布について第3 図と比較すると、日本海の低気圧の位置など、 5km-NHM で再現した気圧分布は総観スケールの特 徴を良く再現していた。また、10時30分から15 時の各時刻において、線状降水帯 A の強い降水域 付近に高圧域、その北西側に低圧部があり、第3 図でみられた降水帯スケールの気圧分布の特徴も 再現していた。降水域と気圧分布が良く再現でき ていることから、線状降水帯 B 周辺の水平風と気 圧変化の対応について見てみる。

第9図は、降水帯Aが近畿地方を通過する前の 7時20分と、線状降水帯Bを形成して近畿地方を 通過しつつある 11 時 30 分における、近畿地方付 近を拡大した気圧と地上付近の水平風の分布と、 それらの時刻からの 1 時間毎の気圧や水平風の時 間変化量である。第8 図で示したように、近畿地 方の通過する降水域 A の東側では南風や南東風、 その西側では南西風や西風が卓越していた。7 時 20 分の四国山地や 11 時 30 分の紀伊山地の北側は、 降水域 A の強い降水域の東側にあたり、明瞭な低 圧部になっていた。これらの低圧部は山地の北側 にあることから、対流による非断熱加熱のほかに、 地形の影響も寄与していると考えられる。これら の影響を明瞭に示すために、気圧や水平風の時間 変化に注目し、降水域と共に東に移動する変動の



第10図 5km-NHM で再現した高度 20m と 3km の温位分布と水蒸気量分布。

1150JST (FT=4.8h)



第 11 図 2km-NHM で再現 した降水域と地上気圧分 布。右側の図は、各時刻の 左図内の矩形を 45 度回転 させたもの。



B 1150JST 1230JST BS BN A 1310JST BS BN 強まるようなことはなかった。これ らから、降水域 A の通過に際して、 降水域 A の前面で形成された低圧部 に吹きこむように南風が強められ、 通過後、弱まりつつある南西風が線 状降水帯 B に供給されていたことが 考えられる。

(3.2.2)降水域Aや線状降水帯Bの周辺の温位や水蒸気分布

線状降水帯Bに供給される気流の 特徴などを見るために、線状降水帯 Bの地表近くの温位や水蒸気量、水 平風の分布に注目する(第10図)。 まず、地表近くを見てみると、南か ら降水域Aや線状降水帯Bに供給さ れる紀伊半島や四国の南側のからの 気流は、温位が高く、水蒸気量も大 きい。特に降水域A付近の温位は 293K以上と高く、水蒸気も降水域A

の西側では 12g/kg 以上に湿っていた。降水域 A 周辺の気流は、降水域の東側で南風、西側では南 西風になっていて、それらが収束するところで、 降水域 A が形成されていた。この 10 時 30 分と 12 時の降水帯Bに注目すると、線状降水帯Bは、降 水域Aの西側にある南西風の領域の北縁に沿って 形成されていた。降水域Aの西側にある南西風は 暖かくて水蒸気量も多く、この気塊が線状降水帯 B に供給されていたことが分かる。線状降水帯 B が千切れた15時になると、温位については、降水 帯Bが高い領域の北縁に沿っているが、水蒸気量 は、瀬戸内海からの水蒸気量の少ない領域が、千 切れた降水域の先端の北部分まで侵入していた。 高度3kmでは、第1図で示したように南西風が卓 越していて、時間とともに温位が低く乾燥した気 塊が西から侵入してきていた。12時頃に線状降水 帯Bの先端に水蒸気の少ない領域が達しているの に対し、温位では先端付近に大きな変化が見られ ないことから、温位の下降よりも水蒸気量の減少 のほうが早く変化し始めたこと分かる。これらの 気温(温位)や水蒸気量の変化と降水帯 Bの減衰と の関係は、次節で2km-NHM による再現実験の結果 を用いて述べる。線状降水帯 Bよりも北西側の温 位分布を見てみると、15時に島根県に再現された

降水域 C を境に、北西側で温位が さらに低くなっていた。この温位 分布も、第2図で確認したスプリ ットした前線の特徴と矛盾しない。

(3.3) 2km 格子モデルを用いて再現 した線状降水帯の構造

(3.3.1) 降水域の時間変化の特徴

大阪湾から北東にのびる線状降 水帯Bの気流構造や維持機構を詳 しく調べるために、第3.1節で説 明した様に、5km-NHM の出力から 初期値や境界値を作成し、2km-NHM を用いて数値実験を行なった。第 11 図は11時50分から13時10分 までの降水域の分布で、降水帯の 移動が議論しやすい様に 45 度回 転させて描画した。線状降水帯 B は南西端が尖がり、北東側が広が ったニンジン状の特徴的な形状を していた。そして、強い降水域が 降水帯の進行方向の前面(南東側) に連続的に存在していた。この線 状降水帯Bは11時50分から、し だいに弱まっていくが、南西部分 と北東部分の移動速度が異なり、 次第に北東部分がより早く南西に 進んでいった。この移動速度が異

なる原因ついては、次節で1次元モデルを用いて 考察した結果を述べる。ここから、南西側の移動 速度の速いものを BS、北東側の遅いものを BN と







(b) Qv (z*=1.5km)



(d) w(z*=0.5km)



第12図 2km-NHM で再現し た高度(a)20m と(b)1.5kmの 水蒸気量。(c)20m での気温 と(d)0.5kmの鉛直速度。(e) 海面気圧。

呼ぶことにする。11 時 50 分の **B** の南東側には、 降水域 **A** があり、紀伊半島の山地により降水が強 化されていた。12 時 30 分以降は、**BN** の南東側に



第13図 2km-NHM を用いて解析した降水域 A や線状降水帯 B 周辺の気流構造。

あたる紀伊半島の山地の北側では降水がなく、ま た、降水域Aは速く東に移動していくため、降水 域Aと線状降水帯Bが区別でsきるようになった。 紀伊半島の地形の効果が、線状降水帯Bと降水域 A とを分離させるのに、重要な役割を果たしてい ることがわかる。

(3.3.2)線状降水帯の構造

線状降水帯が典型的な形状をしている 12 時 30 分に注目し、地表付近と高度 500m、1.5km の水平 風や水蒸気量、気温などの水平分布を見てみる(第 12 図)。

下層の高度 500m では、瀬戸内海からの西風と降 水域 A の西側の南西風が、線状降水帯 B の南東側 に沿って収束していて、そ じ方向の南西風になっていた。

降水域 A や線状降水帯 B 周辺の気流を流跡線解 析で見てみると、高度 500mの BS の南東側にある 南西風の気流は、線状降水帯 B に入り、そこで上 昇して、北東に移動していた(第13 図)。先端部 分付近では西側からも気流が入り、線状降水帯の 南東縁まで移動し、そこで南西側からの気流と収 束して上昇していた。高度 1.5km からの流跡線で は、線状降水帯 B の北東部分には、西側から西風 が入り、降水帯の南東縁まで移動して、そこで上 昇していた。南部分からの気流は、線状降水帯 B に貫入することなく BS の前で分流し、降水域 A で上昇して、さらに北東側へ移動していた。高度 3km では、南西風の気流が卓越し、降水帯付近で

こで上昇流が形成されてい た。特に、BSの南東側(降 水域 A の西側)の南西風は 水蒸気量が大きく、気温も 高い。5km-NHM の出力で見 たように、この気塊が線状 降水帯 B を形成・維持させ ていた。BN では、降水域の 南東側に沿って気温が高く、 その南東側に気圧が低い領 域が広がっていた。この低 圧部は、5km-NHM の結果で 見た様に、山地の風下であ ることによる気圧の下降の ほかに、降水帯 BN の対流 による非断熱加熱の効果も 寄与していたと考えられる。 瀬戸内海からの西風は、南 西風の気流に比べ、乾燥し ていて気温も低い。BS から BN にかけての線状降水帯 の強い降水域やその北西側 では、気圧が高くなってい た。高度 3km では、第 10 図で確認した乾燥した気塊 が、まだ到達していないた め、全体の水蒸気量は 7g/kg 以上と多く、水平風 は、降水帯の走向とほぼ同



第 14 図 高度 20m や高度 2.5km の相当温位や水平風の分布。白線は それぞれの高度における雨水混合比。左側の図には、線状降水帯 の雨水混合比が 1g/kg と 10g/kg を越える先端を小さい三角と大き い三角で示した。 分流していた。この気流構造を、加 藤・瀬古 (2005)の結果と照らし合わ せると、下層後面からの収束という 特徴を持ったバック アンド サイド ビルディング型と考えられる。また、 ここで示した気流構造から、この線 状降水帯は、降水が収束域の後面(北 西側)で降ることにより、南西側か らの暖かく湿った気流の供給を妨げ ず、降水帯を長く持続させる構造で あったことがわかった。また、加藤・ 瀬古(2005)で紹介した事例に比べ、 下層から供給される南西からの気流 も、降水帯に沿った風速成分が大き く、そのため、形状がより細い長く

なったと考えられる。

(3.3.3)線状降水帯の減衰と環境 の変化

ここでは、線状降水帯 B の減 衰と環境の変化との対応を見る ため、高度 20m や高度 2.5km の 相当温位や水平風の分布に、雨 水混合比の分布を重ねた図を見 てみる(第14図)。まず、降水 帯 BS の先端の位置を確認する と、12時30分は、三角で示し たように、雨水混合比の 10g/kg の位置が 1g/kg の位置に接近に していて、降水帯の先端近くま で強い降水になっていた。13時 00 分や13 時30 分になると、降 水帯の先端や雨水混合比 10g/kg 以上の領域も後退して いた。10g/kg 以上の領域の先端 位置を相当温位の分布を対応さ せると、時間と共に北東に広が る低相当温位の 320K の位置と ほぼ一致している。地表付近に 目を向けると、降水帯 B の南側 から南西風により、321K以上の 暖かく湿った気塊が供給されて いて、降水域Aの移動により、



第15図 2km-NHM で再現した12時から14時までの降水域と、移動を 考える1次元モデルの矩形の位置。



第16図 第15図で示した矩形内の降水量、海面気圧と、東南風の風 速の時間変化。 その領域が次第に北東に広がっていった。水 平風の強さは、次第に弱まっているものの、 先端部分近くの12時30分と13時00分の水 平風に大きな違いはなかった。このことから、 この事例では、降水帯の衰弱に伴う時間変化 は、下層の変化よりも高度2.5kmとの対応が 良く、第10図で示したように、高度2-3km の乾燥した気塊が衰弱を促したと考えられる。

(3.4) 数値モデルと用いた移動の考察

第11 図で見たように、線状降水帯 B の北東 部分 BN は、南西部分 BS に比べて速く東に移 動していた。停滞して豪雨を引き起こすこと が多い線状降水帯について、観測しやすい地 上の変数から移動の要因が得られれば、防災 上、とても有効である。そこで、移動速度の 違いの要因を調べるために、2km-NHM の出力 を用いて、次のような考察を行なった。

まず、12時00分から14時00分までのBN と BS について、降水帯の南東辺がちょうど 降水帯の前面になるように 20km×10km の矩 形を取り、その中の降水量や海面気圧などの 平均値を求める(第15図)。次に、その矩形 から降水帯の前面側や後面側に連続した同型 の矩形をおき、それぞれ平均値を求めた。降 水域に置いた矩形の位置を(0)とし、南東側と 北西側にそれぞれ進むに従って(-1)、(-2)や (1)、(2)と名前をつける。これらの矩形内の 降水量などの時間変化を第16図に示す。降水 量は、BNの12時00分12時40分では、降水 域が矩形より広いために、1つ後面の矩形(1) で最大値になっているが、そのほかは、降水 帯の前面に当たる様に置いた矩形(0)で最大 値になっていて、矩形が正しく置かれている ことが分かる。気圧傾度を見てみると、BN と BS で大きく異なり、BN の方が、矩形(0)と 矩形(-1)の間の気圧傾度力が大きく、また、 矩形に直交して吹き込む風成分(南東風、v) の風速も大きくなっていた。

これらの情報を用いて、線状降水帯の移動 速度を考察する。ここでは、降水帯の移動速 度(V)と一緒に移動する y 方向(南東―北西方 向)の運動方程式を用い、v が時間的にゆっ くりと変化していると仮定して、v の時間変化を



第17図a 拡散項の矩形(-1)と(0)の間の 積算値と矩形に直交する方向の風速の分散 図。赤と青の点はそれぞれBSとBNを示す。



第 17 図 b 2km-NHM の出力から読み取った線 状降水帯の移動速度(濃い線)と式(3)で推 定した移動速度(薄い線)。赤と青の点はそれ ぞれ BS と BN を示す。



第 17 図 c 式 (3)の各項の時間変化。濃い線は BN、 薄い線は BS を表す。黒は移流項、赤は気圧傾度力の項、 青は拡散項である。

無視すると、以下のような式が得られる(式(1))、

$$-(v-V)\frac{\partial(v-V)}{\partial y} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} + F_y = \frac{\partial v}{\partial t}$$
$$(= 0 : (0, c) = 0 \cdots = 0$$

ここで p は海面気圧、F は拡散項である。この式 を、矩形(-1)と(0)の間で積分すると、左辺1項目 と2項目の気圧傾度力と移流は、隣り合う値で相 殺されるため、先に求めた矩形(-1)と(0)での値の 差になる。降水帯の移動速度(V)を降水分布から 読み取って代入すると、式(1)で不明な値である 拡散項の矩形(-1)から矩形(0)までの積分値は、式 (2)の様に推定することができる。

$$\int_{0}^{1} F_{y} dy = \frac{1}{2} v^{2} \Big|_{0}^{1} - V v \Big|_{0}^{1} + \frac{1}{\rho} p \Big|_{0}^{1} \qquad \cdots (2)$$

この値は、拡散項であるので、v と相関を持つこ とが期待できる。そこで、各時刻の BN と BS の拡 散項の積分値とvの分散図を作成した(第17図 a)。 すると、期待したように、それらの間に相関関係 があることから、拡散項の積分値をvの1次関数 として表現した。次に、式(1)をVについて変形 すると、式(3)のようになる。

$$V = \left(\frac{1}{2}v^{2}\Big|_{0}^{1} + \frac{1}{\rho}p\Big|_{0}^{1} - \int_{0}^{1}F_{y}dy\right) / v\Big|_{0}^{1} \cdots (3)$$

式(3)を使って求めた V と、先に降水分布から読 み取った V の時間変化を描いてみると、ばらつい ているものの、BS ではほぼ一定、BN では次第に 減速していく様子が良く合っている(第17図b)。 式(3)を眺めてみると、線状降水帯の移動速度は、 移流による v による項、気圧傾度力の項、拡散項 で構成されていることが分かる。これらの値をそ れぞれ、第17図 c に描画した。そうすると、v の 項の値は BS や BN に大きな差はないが、気圧傾度 力は BN で大きくて、BN を南東に移動させるよう に働き、BS は拡散項が南東に移動させようと働い ていたことがわかる。

(4) 模擬データを用いた同化実験による強雨の要因 と地形の影響の考察

(4.1) 模擬データを用いた同化実験による強雨の要因

線状降水帯 B は、紀伊水道からの暖かく湿った

南西風と瀬戸内海の比較的に乾燥した西風の収束 により発生していた。そして、中層の乾燥した気 塊の侵入により、線状降水帯の減衰が始まってい た。これらの気流の線状降水帯 B への寄与を、再 現実験で得られた値に適当な偏差を付加して作成 した模擬観測データを同化し、得られた解析値か ら再現実験と同じ水平解像度の初期値を作成して、 再現実験と同様の設定で実験を行なった。第18 図bとcは、紀伊水道の南側と瀬戸内海に×印で 示した地点における高度 2km 以下の水平風の南風 成分と西風成分を 5m/s 強めた場合の降水域であ る。南風を強めると降水帯はより南北に傾き、降 水量がやや弱まっている。西風を強めると逆に東 西に傾き、降水強度がやや強まった。降水帯の走 向は、中層の風向のほかにも、下層の収束する気 流の風速も寄与することが分かる。紀伊水道に南 側の高度2km以下の水蒸気量を20%だけ増加させ ると、走向はあまり変わらないものの、降水強度 が強まり(第18図 e)、逆に乾燥させると降水強 度も弱まっていた(第18図d)。この実験に対し、 瀬戸内海の高度2km以下の水蒸気量を20%増やし ても、降水に大きな変化はなかった(第18図f)。 高度 2km-5km の水蒸気量を 20% 増加させると、走 向は大きく変わらないものの、降水量が増加して いた。これらの結果は、降水帯の構造などから予 想できたものであった。この実験で示したように、 同化データ技術は、豪雨の要因の調査にも利用す ることができる。

(4.2) 地形の影響の考察

数値モデルの領域から、四国や全領域の地形を 取り除いた実験を行い、地形が降水帯の形成に及 ぼす影響を調べた。計算領域内の地形全体をなく しても、この事例の場合、地形を変形しない実験 と同様に、南西風と南風の収束域に降水帯が形成 された(第19図 c)。降水域の形状を、地形を変形 しない実験のものと比較すると、線状降水帯Bは より滑らかになって長く、FT=540min では、紀伊 半島の地形がないために、降水域Aと線状降水帯 Bがより接近していた。また、降水帯の走向はよ り南北に伸び、線状降水帯の南西端もより南西側 に伸びていた。次に、四国の地形を取り除いた場 合、FT=420min では、地形全体を取り除いたもの に比べて線状降水帯Bがやや短いものの、南部分

は良く似た降水分布になっている(第19図b)。 FT=480min になると、線状降水帯 B が近畿地方に 差し掛かり、実線の赤丸で示すように、紀伊山地 で強い降水をもたらしている降水域Aとその北側 の線状降水帯Bが離れて見えるようになった。地 形を変えない実験と四国を除いた実験の分布と比 べると、地形を変えない場合では、FT=420min の 破線の赤丸で示すように、四国の地形によって線 状降水帯 B の先端が北側にずれ、淡路島付近から 北東に伸びている。また、四国の地形のために、 瀬戸内海の気流の南風成分が弱くなり、そのため に、FT=480min 以後の降水帯の走向がより東西に 傾いた形状になっていた。

さらに、緯度方向に地形をずらせて実験をした ところ、地形を北に一度ずらせた xlat=33°では、 FT=540min には強い降水帯は形成されず、 FT=720min に大阪湾付近から北東にのびる弱い降 水域が形成された(第 20 図)。南に 2 度ずらした xlat=36°では、FT=540min に大阪湾から伸びる降 水帯が形成されたが、降水は地形をずらさない xlat=34°に比べて弱いものであった。この場合 でも、FT=720min に大阪湾付近から北東にのびる 弱い降水域が形成されていた。これらの結果は、 南西風と西風の収束の位置が大阪湾付近からずれ ると、大阪湾から北東にのびる強い線状降水帯が 形成されないこと。位置がずれた場合でも、地形 の効果で、弱い降水域なら形成できることを示し ている。

これら実験の結果は、本事例の強い線状降水帯 の形成には、南西風と西風の収束が大阪湾付近を 通過することが必要で、地形の効果は、収束の位 置に影響するなどの補助的なものであることを示 している。

(5) まとめ

2003年4月8日に大阪平野で観測された線状降



第18図 5km-NHM の出力に 偏差を付加して模擬観測デ ータを作成し、メソ4次元変 分同化法を用いて同化し、そ の解析値から予報を行った 降水分布。模擬観測データの 位置を赤い×印で示す。(a) 5km-NHM の出力、(b) 高度 2km 以下の風速の南風成分を 5m/s 強めた場合、(c) 高度 2km 以下の風速の西風成分 を 5m/s 強めた場合、(d) 高 度2km以下の湿度を20%減ら した場合、(e) 高度 2km 以下 の湿度を 20%増やした場合、 (f) 高度 2km 以下の湿度を 20% 増やした場合、(g) 高度 2kmから5kmの以下の湿度を 20%増やした場合。

(d)





(g)



水帯の構造や維持機構、 移動速度や強化の要因 について、以下のこと が分かった。

 気象庁非静力学モ デルを用いた再現 実験で、注目して いる線状降水帯 B やその直前に近畿 地方を通過する降 水域A、それらの周 囲の気圧や気温分 布などの特徴を再 現できた。この事 例の線状降水帯 B は、後面から(瀬 戸内海から)の下 層風の侵入をとも なうバック アン ド サイド ビルデ ィング型であった。



(2) 地形などを変えた数値実験から、線状降水帯 B に対す

第19図 5km-NHM をもちいて地形を除いた予報結果。(a) そのままの地形を用いた実験、(b) 四国を除いた実験、(c) すべての地形を除いた実験。

る地形の効果を調べた。注目している線状降 水帯 B は、降水域 A の西側の南西風とその北 側の西風の収束で発生していた。西日本の地 形は、線状降水帯 B を明瞭にしたり、先端部 分の位置を大阪湾にする効果があることが分 かった。

- (3)線状降水帯Bに供給される紀伊水道の南風や 瀬戸内海の西風の強さが、降水帯の移動速度 や走向に影響を与えることが分かった。また、 南からの下層の気流や中層の水蒸気量が湿っ ていると、降水量が増加することが分かった。 模擬観測データを用いたインパクト実験は、 豪雨などの要因の寄与を調べるのに有用であ ることが示すことができた。
- (4)降水帯 Bの移動の要因について、降水帯に直 交する方向の1次元モデルを用いて考察した。 その結果、降水帯の北東部分が気圧傾度力に よって、速く進んでいることが分かった。数 値実験の結果は、現象の再現だけでなく、現 象を理解するモデルの構築にも利用できるこ

とを示すことができた。本事例のように、実際に観測される物理量を、現象を理解するモ デルの変数に採用した場合、実際の観測デー タを構築したモデルに適用することにより、 現象を定量的に評価できることが期待できる。

(謝辞)

この研究は、大阪管区気象台との地方共同研究 の成果です。GPS 可降水量データは、気象研究所 予報研究の小司禎教主任研究官から頂きました。 GPS 可降水量データの元になる GPS データは、国 土地理院から頂きました。空港レーダーのデータ を気象庁観測部から頂きました。数値モデルの初 期値や境界値は気象庁数値予報課から提供してい ただきました。模擬観測データを用いた実験では 気象研究所台風研究部の國井勝研究官にご協力い ただきました。JAMSTEC の若月泰孝氏が作成した 初期値作成ツールを使わせていただきました。地 上データの描画には東京管区気象台作成の「かさ ねーる3D」を使用しました。気象大学校の金久 博忠先生には、降水帯の移動について議論してい ただきました。松村哲鳥取地方気象台長、中山繁 樹岡山地方気象台長、気候・調査課の家藤敦章調 査官、予報課の山本伸二土砂災害気象官をはじめ、 地方共同研究の参加メンバーの皆様には、本現象 について議論していただきました。ここに記して 感謝いたします。

(参考文献)

加藤輝之・瀬古弘,2005:突然発生するメソスケ ール降水系の研究. *気象研究ノート*,208, 151-202. of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfall and problems in the precipitations using a Cloud-resolving model, *SOLA*, **1**, 1-4.

- 田中恵信・鈴木修, 2000: レーダー解析ソフト "Draft"の開発, 2000 *年気象学会春季大会予稿 集*, **303**.
- 横田寛伸, 1991:大阪湾で見られた前線降雨帯の back building, *1991 年気象学会秋季大会予稿 集、*58.
- Yamasaki, M., 2008: A study of the mesoscale convective system under vertical shear flow in the latently unstable atmosphere with north-south asymmetry, *J. Meteor. Soc. Japan*, 87, 245-262.



第 20 図 5km-NHM をもちいて地形を南北に 1 度ずつずらした結果。xlat=34° がコン トロール実験の地形の位置に対応している。

Kato T. and K. Aranami, 2005: Formation factors

3.2 アンサンブル予報を用いた線状降水帯の再現実験

瀬古 弘(気象研究所)・三好 建正(メリーランド大学)

(1) はじめに

梅雨前線が日本付近に停滞したり、台 風が九州の南の海上にある時など、しば しば線状降水帯による集中豪雨が発生 する。集中豪雨について、数値モデルで 再現した結果を用いて解析することが多 く行なわれてきた。しかし、初期値の精度 が不十分であったり、また数値モデルが 不完全であったりして、決定論的な予報 では、必ずしも集中豪雨が再現できると は限らない。初期値は確率分布として捕 らえるべきで、数値モデルの不十分さも 考慮すべきである。これらを考慮できる有 効な手法としてアンサンブル予報が考え られる。また、アンサンブル予報は、多数 の予報シナリオを得ることができるため、 豪雨の発生確率情報などを得ることがで き、豪雨などの顕著現象の見逃しを少な くすることも期待できる。これらに加えて、 アンサンブル予報で再現した豪雨とその 環境を対応させることにより、本地方共同 研究の調査項目である豪雨の発達を決 める要因も得ることが可能である。本報告 では、メソスケールモデルをもちいた最初 の本格的な実験である「北京オリンピック メソアンサンブル予報実験」で開発した 局所アンサンブル変換カルマンフィルタ - (LETKF) (Miyoshi, T. and K. Aranami, 2006) を用いたアンサンブル実験システ ムを用いて、2008年に発生した岡崎豪 雨、神戸の雷雨ついておこなった。ここ では、これらのアンサンブル実験の結果 を報告するとともに、アンサンブル予報を 用いて豪雨の要因を取得したり、予測に 用いる手法について説明する。

(2) アンサンブル予報システム



第1図. (a)2008 年 8 月 29 日 3 時の地上天気図と(b)同時刻の解析 雨量と地上風分布





第2図 28日24時の(a)アンサンブル平均と(b)スプレッド。(c)メンバー毎の解析の豪雨付近の拡大図。 20メンバーのうち、#000から#005まで示している。

アンサンブル予報システムを豪雨に適用した結果 を紹介する前に、本報告で用いたアンサンブル予報 システムについて、簡単に記述する。本報告で用い たアンサンブル予報システムは、LETKFを用いてお り、北京オリンピックのアンサンブル予報実験で開発 したシステムを基にしている。日本周辺は、観測デー タが多いため、LETKFの水平解像度を20kmとし、気

象庁のメソスケールや全球の同化システムで 用いられたデータの品質が確認済みのデー タ(それぞれ、MA データとGA データと呼ぶ) のうち、地上と高層観測データを用いた。同 化データが少ないため、アンサンブル予報の 解析値の精度が十分でないことが考えられる ため、毎 12UTC にアンサンブル平均をメソ 4 次元変分法で求めた解析値に置き換えてい る。アンサンブルの解析サイクルは、注目して いる豪雨の発生3日前から開始し、6時間ごと に解析値を作成した。豪雨の予報については、 LETKF で得られた解析値と領域モデルから 作成した境界値を使って 24 時間の延長予報 を行い、さらに、注目する現象付近を切り出し て、水平解像度 5km や 1.6km と順に細かくし たダウンスケール実験を行った。アンサンブル 予報システムの計算領域は、気象庁現業のメ ソモデルのものとほぼ同じである。アンサンブ ル予報の質をよりよいものにするためには、ア

ンサンブル予報の初期値だけでなく、境界値にも摂動を与えるべきであるが、ここでは与えていない。計算領域がLETKFの境界値から離れているダウンスケール実験は、境界値の影響がより少ないと考えられため、本報告では、ダウンスケール実験の結果を主体に報告する。



第3図 下層の水平風と水蒸気量(19g/kg)、気温(300K)、高度4.2kmの気温(277K)のスパゲティ図。



第4図 アンサンブルメンバー(a) #002 と(b) #005 の1時間降水量 5mm 以上の領域の推移。 (c)-(e) 1時間降水量と降水量に影響を与える変数との分散図。(f) 1時間降水量と水蒸気量 のフラックスの分散図。

(3) 事例解析

(3.1) 岡崎豪雨

九州の南にある低気圧と日本の東の高気圧により、 関東地方から西日本の太平洋側にかけて、南から暖 かく湿った空気が、本州に停滞していた前線に流れ 込み、東北地方から東海地方などで、南北にのびる 降水帯が形成され、大雨になった(第1図)。岡崎市 では、1時間降水量が2008年8月29日02時に 146.5mmに達し、住宅の浸水等の被害が発生した。

この岡崎でおきた豪雨について、気象庁現業のメ ソスケールモデルでは、28日の09時と12時の初期 値から予報すると、強い降水域が再現できるものの、 15時以降の初期値では再現できていなかった。

第2図は、この事例について、LETKFを用いて行ったアンサンブル予報の結果である。多くのメンバー

で、岡崎付近に強い降水域を再現 している(第2図aとc)。また、九州 の南にある低気圧、日本の東の高 気圧、それらの間の日本に吹き付け ている南東風も再現されている(第2 図 a)。このように高い確率で豪雨が 再現されたのは、気象庁現業では、 うまく豪雨が再現できなかったもの の、アンサンブル平均に置き換えた 21 時のメソ解析の精度が良かった ためと考えられる。次に、アンサンブ ルスプレッドをみてみると、豪雨など の強い降水域では、降水強度のば らつきや位置のずれにより、スプレッ ドが大きくなっている。また、九州の南の低気圧も、位置や強さのばらつきのために、スプレッドが大きく、そのために、日本付近ではばらつきが比較的に小さいものの、日本に吹き付ける南東風のスプレッドも大きくなっていた(第2図b)。28日24時の解析では、豪雨の位置のばらつきは小さいものの(第2図c)、延長予報やダウンスケール予報を行うと、この南東風のばらつきが豪雨等に影響を及ぼすことが考えられる。

第3図は、水蒸気や気温のある値の等値線や水平 風について、すべてのアンサンブルメンバーで重ね 書きしたスパゲティ図で、この図によりメンバーが共通 して持つ特徴などを容易に知ることができる。たとえ ば、日本の南にある南東風は、すべてのメンバーで 再現されているが、良く見ると風向や風速にばらつい ている事がわかる。下層の水蒸気量については、等



第5図(a)2008年7月28日9時の地上天気図と(b)28日14時の 現業レーダーで観測した降水強度。



第6図 (a) 観測された GPS 可降水量と第一推定値の分散図。 (b) 第一推定値の鉛直プロ ファイルと LETKF のアンサンブルシステムに入力するデータの例。

値線の分布に幅があるものの、九州や東海地方の南、 関東地方の南東に、すべてのメンバーで 19g/kg 以 上の湿った領域があった。気温については、地上付 近の 27 度(300K)の気温の等値線が、九州から近畿 地方と静岡県から関東地方の南の海上でばらつくも のの、ほとんどのメンバーで27 度以上と高温であった。 また、高度 4.2km の気温は、すべてのメンバーで 277K 以下と低温であった。このように、多くのメンバ ーで豪雨の環境、つまり、日本に吹き付ける暖かく湿 った南東風が再現できていることから、多くのアンサ ンブルメンバーで豪雨が再現できたと考えられる。

次に、ダウンスケール実験の結果について述べる。 格子間隔を5kmにした非静力学モデルを用いてダウ ンスケール実験を行うと、アンサンブルメンバー間の 差が、より明瞭に現れるようになった。第4図aとbは、 1時間降水量5mm/hの領域の推移を示したものであ る。すなわち、アンサンブルメンバー#002 では、降水 域が北東に移動して、領域も狭くなっているのに対し て、メンバー#006 では岡崎付近に停滞し、降水域の 広さも維持している。

この違いを引き起こした要因は何であろうか?本 報告では以下の手法を用いて、降水量に違いをもた らした要因を得た。(1)各アンサンブルメンバーにつ いて、岡崎を含む青い四角の領域内の29日08時に おける1時間降水量の平均を求める。(2)降水量に 影響を与えると考えられる物理量についても、同様に 各メンバーで平均値を得る。この事例では、岡崎の 南側の赤い領域の下層の気温、水蒸気量や南北風 とした。(3)岡崎での1時間降水量と降水に影響を与 えると考えられる物理量で分散図を描く。もし、降水 に影響を及ぼすと考えられる物理量が、実際に大きく

影響を与えている場合、分散 図では、大きな降水量と小さな 降水量の点が離れた分布にな ることが期待させる。

第4図 c-e は本事例の1時 間降水量と気温、水蒸気量、 南北風の分散図である。水蒸 気量との関係から、強い降水は 下層の水蒸気量が22g/kg 以 上のときに再現されていること がわかる(第4図 d)。気温につ いては、アンサンブルメンバー 間の最大値に近い値でも、強 い降水が再現できていないメンバーがある(第4図c) ことから、気温の寄与は小さいと考えられる。500hPa の水蒸気量についても、水蒸気量が3.3g/kgと大きく ても、2.8g/kgと少なくても、強い降水が再現できてい ることから、大きな影響を与えていないと考えられる (第4図 d)。これらに対し、南北風の影響は明瞭で、 強い降水は、南側の領域が北風に変化すると、再現 できていない(第4図 e)。これらの結果から、この事例 では、下層の南からの水蒸気の供給が降水量を決め る要因であったことがわかる。1 時間降水量と水蒸気 量と風速の積である水蒸気フラックスとの分散図を作 成すると、フラックスが大きいほど降水量が増加する 傾向が見え、定量的な評価も可能かもしれない(第4 図f)。この事例の結果は、アンサンブル予報の結果 が、豪雨の理解に有用な情報を与えてくれることを示 している。

(3.2) 神戸の雷雨

第5図aは、2008年8月28日の地上天気図であ る。本報告の第2.2.3 章にもあるように、神戸や近畿 地方北部で発生した豪雨の事例では、東シナ海を北 上する湿った気塊が中国地方の北側に回りこみ、豪 雨をもたらした降水系に供給されていた(第5図aの 赤線)。また、高度500hPaでは-6度以下の冷たい気 塊が西日本を覆い(第5図aの青線)、近畿地方北部 では対流の発達しやすい環境であった。第5図bは 気象庁現業レーダーが観測した28日14時の降水分 布である。兵庫県や島根県の北側と兵庫県南部に、 それぞれ線状降水帯が発達している。特に南側の降 水帯は、都賀川の水位を急激に上昇させ、親水公園 にいた5名の尊い人命を奪うという災害をもたらした。



第7図 (a)メソ解析と全球解析で用いたデータを同化したアンサンブル平 均。(b)さらに GPS 可降水量を同化したアンサンブル平均。

LETKF を用いて、メソ解析や全球解析で使用され た観測データを同化し、得られた解析値から予報し たところ、近畿地方北部の大雨や神戸の雷雨を再現 することができなかった。そこで、国土地理院が全国 に展開しているGPS受信機で観測した可降水量も一 緒に同化した。可降水量の同化の具体的な手順は 以下のとおりである。この手順は初期的なものであり、 今後、改善をする予定である。(1)GPS 受信機の高 度がモデルの地表面高度から±50mの地点を選ぶ。 これらのデータについて、標高の差による可降水量 の違いを、観測された地上気圧や水蒸気量を用いて 補正する。(2)6時間前の解析値からの予報値を第 一推定値とし、上記の選択した GPS 受信機毎に、第 一推定値の水蒸気量を鉛直方向に積算して、可降 水量の第一推定値を求める。(3)GPS 受信機の地点 での気温や湿度の第一推定値のアンサンブル平均 やスプレッドの鉛直プロファイルを求める。この際、再 現される降水などの位置の誤差を考慮して、GPS 受 信機から±100km内の格子点でのアンサンブル平均 値やスプレッドから、アンサンブル平均については領 域平均を、スプレッドについては領域内の最大値の プロファイルを求める。(4)可降水量の観測値と第一 推定値の差が、鉛直方向に、スプレッドの領域内の

最大値の比で分配されると仮定し、モデル鉛直層の 高度の湿度を求める。つまり、大きなスプレッドは、そ の高度での解析誤差が大きいことを意味していると仮 定し、それだけ大きく水蒸気量を修正する。こうして 求めたモデルの鉛直層の各高度の湿度の入力値を、 ゾンデと同じ観測誤差を与えて同化した。

第6図aに、観測した可降水量と第一推定値の可 降水量の分散図を示す。観測値の方が第一推定値 よりも大きく、同化により降水量の増加が期待できる。 第6図bは、上記の手法で求めた第一推定値と LETKFの入力値の鉛直プロファイルである。上層で 大きな差が見えるが、これは湿度で表示しているため で、水蒸気量で見ると値は小さい。

第7図に LETKF を用いたアンサンブル予報の結 果を示す。メン解析や全球解析のデータのみを同化 した実験の結果と比較すると、可降水量を1サイクル だけ同化しているために差は大きくないが、可降水量 を同化すると、近畿地方の降水域がより広くなってい る(第7図の赤丸)。このように、可降水量の同化によ り、降水域に改善が見られたため、格子間隔を5km、 1.6km と順に細かくして、ダウンスケール実験を行っ た。第8 図はダウンスケール実験で再現した降水域 である。水蒸気量の分布が改善しているため、降水



(a) 5km-NHM 初期值時刻:28時9時

第8図 格子間隔(a)5kmと(b)1.6kmの非静力学モデルを用いたダウンスケール実験の結果。(b)は、10分間降水量を6倍して1時間降水量に換算した分布である。

域や降水強度が観測により近くなっている。1.6kmの アンサンブルメンバー#001をみてみると、近畿地方の北側の降水帯は再現できていないものの、神戸付近の降水帯が再現できている。近畿地方の北側の降水帯が再現できないのは、可降水量データが日本付近にしかなく、日本の北側がうまく改善できなかったためと考えられる。北側の降水帯を改善するためには、中国や韓国の GPS 可降水量データや海上の水蒸気データの同化が必要と考えられる。

次に、雷雨の大雨を引き起こした要因を、岡崎豪 雨と同じ手法を用い、ただし、実際の観測値のある地 点のデータを使うようにして調べた。具体的には、神 戸(第9図の赤い四角域)の他に、米子(第9図の青 い四角域)と友ヶ島(第9図の緑の四角域)の地上と 高層観測のデータを用いた。友ヶ島を用いたのは、 大阪平野で淀川チャネル等の降水系が発達すると、 南からの気流の風速が大きくなることが知られている ためである。強い降水と弱い降水の分離度を以下の 方法で評価した。(1)神戸付近の1時間降水量の領 域平均を大きな順に3位まで、小さな順に3位までを 選ぶ。(2)降水量の大きい3位までのメンバーについ て、選択した物理量(たとえば地上の気温など)の分 散図上の位置を元に、メンバー間の距離を計算する。 降水量の小さい3位までのメンバー間の距離を計算する。 降水量の小さい3位までのメンバー間の距離を大 きい3位までのメンバーと小さい3位までのメンバー の間の距離も同様にして求める。この際、メンバー間 の距離は選択した物理量の標準偏差で割り、スケー ルを合わせておく。大きな降水量と小さな降水量の 分離の程度は、降水量の大きな3位内の距離の和 で割った値で定義する。

第 10 図に、分離の程度が大きいな物理量の組み 合わせと小さな組み合わせの物理量の分散図の例を 示す。米子の 500hPa の気温を分散図の物理量に選 ぶと、大きな降水量と小さな降水量のメンバーが分離 することから、米子の 500hPa の気温が、神戸付近の



第9図(a)豪雨の要因に用いた米子(青い四角)、神戸(赤い四角)と友ヶ島(緑の四角)の 位置と、(b)強い降水と弱い降水の分離の程度を計算する模式図。赤線や青線、黄色が、そ れぞれ、降水量が大きな3位までのメンバー間の距離、小さな3位までのメンバー間の距離、 大きな3位のメンバーと小さな3位までのメンバーの間の距離を示す。



第10図 降水量の分離の大きい分散図と小さい分散図の例。丸の大きさが神戸付近の降水量の大き さを示している。

降水量を左右する要因の一つであることがわかる。こ のような情報が、数値モデルの出力とともに、現象に 先行して得ることができれば、豪雨を予測される場合 には、豪雨を決める要因、つまり、この場合では上層 の気温の監視に予報官は集中することができ、予報 官の負担を軽減するとともに、見逃しを少なくすること が期待できる。

(参考文献)

Miyoshi, T. and K. Aranami, 2006: Applying a Four-dimensional Local Ensemble Transform Kalman Filter (4D-LETKF) to the JMA Nonhydrostatic Model (NHM). SOLA, 2. 128-131.

第4章 まとめと今後に向けて

瀬古 弘(気象研究所)・家藤 敦章(大阪管区気象台)

(1) はじめに

第2章では、各官署で解析した線状降水帯を、 ①近畿地方中部の線状降水帯、②日本海側から南 下する線状降水帯、③上記以外の線状降水帯、④ その他の降水帯や降水系の4つに分け、個々の事 例の解析結果を報告するとともに、それぞれの分 類に共通する特徴や発生・発達の要因をまとめて きた(表1)。ここでは、気象研究所が扱った「2003 年4月8日に大阪平野に組織化された線状降水帯」 の事例を「近畿地方中部の線状降水帯」と一緒に 考察するとともに、これからの解析法の展望につ いても述べる。

(2) 近畿地方中部の線状降水帯の「2003 年 4 月 8日の事例」を含めた考察

(2.1) 第2.1.4章のまとめとの対応

第3.1章で説明した「2003年4月8日に大阪平 野に組織化された線状降水帯」の事例は、近畿地 方中部の線状降水帯に分類することができる。こ の事例を、第2.1.4章のまとめを参照しながら見 直してみる。

(2.1.1) 線状降水帯に様相についての特徴

第2.1章の線状降水帯では、九州方面から移動 してきたエコーが大阪平野に到達すると発 達し、降水帯が北東から南西に伸びている ことが、共通していた。2003年4月8日の 線状降水帯では、中層の南西風が卓越し、 線状降水帯が南西から北東へのびるという 特徴が第2.1章の事例と一致している。し かし、線状降水帯が寒冷前線から分離して いく事例であり、寒冷前線から分かれて見 えるようになってからは、徐々に衰弱して いくのみで、降水の強化は見られなかった。

(2.1.2) 発生・発達の要因

第2.1章で報告された事例では、東進する傾圧帯や、西風と南西風のシアが、線状

降水帯の形成要因であり、紀伊水道から直接流れ 込む暖湿な気流が、それらを顕在化させて、傾圧 帯やシアに沿って上昇することにより、線状降水 帯が形成されたとしている(第1図)。2003年4 月8日の線状降水帯でも、瀬戸内海からの西風に、 紀伊水道を通過する南からの暖湿な気流が収束し て上昇することにより、線状降水帯が発達してい た。しかし、線状降水帯は、寒冷前線から分かれ て見えるようになってから、紀伊水道を通過する 南からの暖湿な気流はゆっくりと弱まり、2004年 5月13日の事例のように強まることがなかった。 2003年4月8日の線状降水帯では、第3.1章で述 べたように、中層の乾燥気塊の侵入が降水帯の衰 弱の大きな要因と考えられるが、下層の南からの 暖湿な気流の強化がないことも、衰弱の要因の一 つと考えられる。第2.1.4章のまとめで述べられ ているように、南からの強い暖湿な気流があるか どうかが、近畿地方中部の降水帯の発達の重要な 要因といえる。

(2.1.3) 移動・雨量に関する予測可能性

第2.1.4章のまとめでは、トラフの通過、下層 や中層の西風と南西風のシア、暖湿気の流入の強 まり、GPS 可降水量の増加を注目すべき情報とし



第1図 近畿地方中部の線状降水帯の模式図。第2.1章の報告から作成。



第2図 2003年4月8日の線状降水帯について、8日9時初期値の3時間予報値から、下層風が(a)南風、(b)南西風、(c)西風であった線状降水帯周辺の格子点の鉛直プロファイルを、計算領域に一様に与えた実験結果。8時間時間積分した降水域と下層の水平風を示す。

ている。2003年4月8日の事例で は、寒冷前線から分離していく事 例のため、寒冷前線の後面に西風 と南西風のシアがあるかどうかが 注目すべき情報の一つに挙げられ る。降水量に関係する情報として は、紀伊水道の通過する南からの 気流の湿り具合や風速、瀬戸内海 の西風の風速、降水帯周辺の中層 の湿り具合が降水量に影響を与え ることが、模擬観測データを与え た感度実験から明らかになってい る。これらの要因は、第2.1.4章 で指摘している暖湿気の流入の強 まりやGPS 可降水量の増加、第2.2 章で指摘している下層・中層のシ アが、降水量を予測する情報であ るという報告と整合的である。



第3図 (上段)JRA25 をコントロールとし、メソ SV 法で摂動を作成し て予報をした10 メンバーのアンサンブル予報実験のうち、降水域が観 測に近かったメンバーの降水分布。(下段)レーダーの降水域。

(2.2) 西風と南西風のシアや地形の効果

第2.1章で述べてきた事例では、線状降水帯の 形成時には、短波トラフや西風と南西風のシアな どが通過し、紀伊水道から流れ込む暖湿な気流が、 降水帯を発達させていた。短波トラフや西風と南 西風のシアなどの通過を伴わない場合には、地形 の効果により、どのような線状降水帯が形成され るのだろうか?

地形の効果だけを見るために、2003年4月8日 の事例の線状降水帯の周囲の点の鉛直プロファイ ルを計算領域全体に一様に与えた実験を行った。 第2図は、寒冷前線周辺で見られた下層が南風や 南西風、西風である格子点での気温や水蒸気量、 風の鉛直プロファイルを与えて予報した降水分布 である。南風の場合には広島県から岡山県に、南 西風のときには岡山県に、西風のときには徳島県 から和歌山に、それぞれ四国山地の周りを通過し た気流が収束し、その収束に沿って降水帯が発生 している。線状降水帯は一様な下層の風向によっ て位置が変わるが、どの降水域も強度は弱く、第 2.1章や第3.1章で報告したような強い降水帯は 形成されなかった。つまり、2003年4月8日の事 <u>例の成層では、地形の影響だけでは、強い降水帯</u> <u>を発達させるには不十分である</u>ことを示している。

次に、同じく 2003 年 4 月 8 日の事例について、 初期値はそのままで、地形のみを南北に移動させ た予報する実験を行った。地形を南北に移動させ ても、実験を行ったすべての場合で、強度は弱い けれども FT=720min に大阪湾から伸びる降水帯が 形成されていた(第3.1章の第20図)。このこと は、瀬戸内海や紀伊水道という地形条件は、大阪 湾付近に線状降水帯の形成を促す効果があること を示している。この事例では先述のように、線状 降水帯に供給される寒冷前線の西側の南からの気 流が徐々に弱くなるため、大阪湾に到達する前に 降水域が弱い場合には、大阪湾から北東に伸びる 降水帯が形成されても、降水強度が弱いままで、 強化されることはなかった。2008年5月13日の 事例のように、南からの気流が強まる場合には、 大阪湾から北東に伸びる降水帯が強化されること が考えられる。これらの解析や実験結果から、瀬 戸内海や紀伊水道という地形条件は、線状降水帯 の位置の決定に寄与し、南からの気流の強まりが 発生する降水帯の強度に影響を及ぼしていること が考えられる。

最後に、本技術報告では取り上げていないが、 地形が大きく寄与している"伊丹豪雨"のような 事例もある。第3図は、JRA25 (Onogi et al, 2007) の予報をコントロールランとし、メソSV法(國井 他、2008)で作成した摂動を付加して時間積分を

行ったアンサンブル予報の 10 メンバ ーのうち、予報された降水域が観測に 最も近かったメンバーの降水分布であ る。小さな降水域が神戸市の六甲山付 近に形成され、それが時間とともに、 北東にのびていく様子が再現されてい る。この事例の場合、近畿地方の北部 の降水域に流れ込んでいた南風が六甲 山の地形により持ち上げられて、線状 の降水帯を発生させていたと考えられ る。六甲山による降水帯は、第2図b でも、降水強度が弱いけれども、図中 の実線の赤丸で示したように、南より の風の領域内で北東にのびる降水域を 形成している。この<u>"伊丹豪雨"は南</u> より気流が地形に持ち上げられて形成されていた ことから、西風と南西風のシアがなくとも、成層 等の条件が整えば、水平スケールは短いけれども、 第3図のような降水帯を形成しうることを示して いる。このように、"伊丹豪雨"の降水帯は、第 2.1章や第3.1章で扱った降水帯と違う特徴を持 っため、伊丹豪雨は、これらの降水帯とは別の範 疇のものと捉えるほうが望ましいと考えられる。

(3) その他の地域で発達する線状降水帯の考察

第4図は、第2.2.4章の第1図の2007年7月 31日の模式図を並べたものである。島根県や広島 県などの中国地方の西部で発生する降水帯は、南 側と西側の地形が比較的に開けている点が近畿地 方と共通しているため、近畿地方で観測されたも のと周辺の気流構造などに類似点が多いことが期 待できる。一方で得られた知見が他方にも適用で きることが考えられる。

地方共同研究期間中に観測された事例には、例 えば、松江地方気象台の2007年8月31日の大雨 や鳥取地方気象台の2007年8月22日の事例など、 典型的な線状降水帯や降水系が観測されている。 これらの降水帯・降水系は、今後の解析の参考と して残したい事例である。

(4) 今後への展望

地方共同研究において、多くの線状降水帯の事 例を再現・解析してきた。<u>発生した事例について</u>



第4図 日本海側から南下する線状降水帯の模式図。第2.2.4章の まとめの図から作成。

は、詳細に解析することができたが、たとえば、 強い降水を伴う大阪湾から北東にのびる線状降水 帯については、発生数が少ないために、事例の蓄 積が十分でなく、共通した要因等の選出が十分に できなかった。そのため、本研究では、事例毎に 多くの予報シナリオを得ることができるアンサン ブル予報の結果を用い、降水量などの予報に用い る手法を考案した。複数の予報シナリオを用いて 解析すると、発生数が少ない事例についても、解 析誤差を考慮したばらつきの中の複数の予報から、 たとえば、第3.2章のように、豪雨をもたらす要 因について、多くの知見が得ることができる。ま た、平成 21 年度からは、地方官署でも DVD-NHM 版の JMANHM を用いて、容易に予報実験ができるよ うになった。観測データについても、気象庁の現 業レーダーとしてドップラーレーダーの全国展開 が始まり、GPS 可降水量も気象庁観測部のホーム ページから取得可能になっている。一般的な PC でも十分に計算することができる 3DVAR システム

などが導入できれば、ドップラーレーダーの動径 風やGPS 可降水量を同化することができ、同化で 得られた解析値から予報することにより、線状降 水帯等の理解をより深めることができる。<u>今後の</u> 地方共同研究では、3DVAR システムなどの手法も 利用した解析が行えるようにしたいと考えている。

(参考文献)

- Onogi, K. J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: "The JRA-25 Reanalysis". *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- 國井勝・本田有機・斉藤和雄・小野耕介、2008:気
 象庁非静力学モデルに対する特異ベクトルの
 計算(第5報)、2008 年秋季気象学会予稿集、
 94, A308.

章 2.1.1		担当官署 大 例	発達した年月日 2004年5月13日	発達場所 大阪平野	発達場所の要因 ・紀伊水道から流入する暖湿気と、瀬戸内海 からの西風による収束線の形成。	発達要因 ・短波トラフルニ件う前線位相の形成。 ・地形のコントラストルに伴う暖湿気の急激な増加が低気圧を顕在化。 ・強まった低気圧により、前線に沿う線状の降水帯を形成
2.1.2 茶良	茶		2006年4月2日 2006年11月14 日	大阪平野 奈良県北部	・紀伊水道から流入する暖湿気と、瀬戸内海からの西風による収束線が形成され、その後西風の強化により、この収束線が南下すること。	・西風と南西風のシアが重要。西風形成にはメソ低気圧や地形が西風の強化に寄与。 ・シアの厚さが降水強度と関係している。 ・冷気塊は必ずしも必要ないが、大阪平野での発生や発達を促す。
2.1.3 京	嵌	都	2008年6月20日	京都府北部	・紀伊水道から流入する暖湿気と、瀬戸内海 からの西風による収束線の形成。	・短波の谷の通過に伴う西風と南西風の収束。 ・メン擾乱は解析されず、冷気層は明瞭でない。 ・短波の谷の通過するタイミングで下層の合流場が形成されるかどうかが重要。
2.2.1	+4-	公江	2007年2月21日	島根県東部• 西部	・寒冷前線の南下に伴う山口県からの南西風 と前線前面の西南西風~西風の収束域。	・地形による下層風の強化が、降水強化の要因のひとつ。
2.2.2 神戸	神戸	5•松江· (象研		兵庫県全域	・前線前面の西風と紀伊水道からの南西乃至 は南風との収束域。	・下層の収束線(前線)、をトリガーとして対流雲が発生。 ・九州付近や紀伊水道・瀬戸内海から水蒸気が供給されていた。
2.2.3 舞	難	鶴·神戸	2008年7月28日	京都府北部	・顕著な冷気外出流と大阪湾からの海風との 収束。	・大阪湾と日本海側からの気流が収束 ・冷気外出流と大阪湾からの海風との収束により、世代交代しながら南西進。 ・スコールラインの構造
2.3.1	F	印歌山	2006年9月6日 -7日	紀伊水道付 近	・前線の停滞により、北からの寒気と、南から の暖気の収束が特続。	・日本の東海上の強い高気圧が低気圧の東進を妨げたため、降水帯が停滞。 ・南からの下層暖気と北からの寒気の移流、中層の乾燥域の流入による不安定の増大 により、降水が強化。
2.3.2		広島	2006年9月16日	芸北地方	・前線の南下と、それに吹き込む豊後水道からの南風による下層暖湿気の流入。	・豊後水道からの暖湿気流が、山口県北部側から進んできた前線と周防灘付近で収束。 ・対流セルは中層風に流され、広島県北西部の山岳地形により強化。
2.3.3		徳島	2008 年 6 月 28 日 -29 日	徳島県	・強い下層への暖湿気の流入、気塊を上昇さ せる地形、中層への乾燥気塊の流入が、線状 隆水帯を発生・持続に重要。	・線状降水帯の発生は 500hPa の+渦の入るタイミングや強雨域の合流、冷気の滞留な どとも合致している可能性が高い。
2.4.1		鳥取	2007年8月22日	鳥取県東部	・暖湿気が、西北西の風により海上から流入 し、先行する降雨による冷気外出流と収束す る。	・上空の寒気により対流不安定な条件下、日射の影響により海風が収束して発生。 ・対流セルが東に移動している間も海上からの暖気が、線状降水帯の冷気外出流と収束 し、降水帯に沿って上昇。
2.4.2		松江	2007 年 8 月 30 日 31 日	隠岐の大雨	・熱帯低気圧から変わった温帯低気圧が、隠岐の島を通過。	 ・下層の暖湿流の流入域に、上層の低相当温位の気塊が侵入。 ・ 南からの暖湿流が、低気圧の北側の低相当温位の気流と収束。 ・ 島後の一部では、地形によるシアーラインの変化により、降水域が強化。
2.4.3		彦根	2008年9月2日	滋賀県東部	 ・伊勢湾からの南東風による暖湿気が、鈴鹿山脈により上昇。 ・鈴鹿山脈沿いの線状降水帯からの冷気外出流と思われる風と、陸地の昇温による大阪湾からのの南西風が収束 	・上空寒気の流入。 ・下層風速の強まりによる暖湿気流入の強化。
3.1			2003年4月8日	大阪平野	・前線通過に伴う瀬戸内海と紀伊水道から西 風と南西風と収束。	・中層の乾燥機塊の侵入で急激に衰弱。
3.2		気象研	2008年8月29日	愛知県 (岡崎豪雨)		・南からの水蒸気供給が降水量決定に寄与。

表1 本報告中の事例の要因(第2章の各官署の解析等から作成)

ドップラーレーダーデータの解析法

吉田久美、竹田智博(大阪管区気象台)、瀬古弘(気象研究所)

地方共同研究では、大阪空港や関西空港の空港ドップラーレーダーで観測されたデータを用いて、 降水域内の気流構造などを解析する事例が増えている。解析ソフトには、気象研究所が開発した draft (田中・鈴木、2000)を用いることができる。draft はコマンドの集まりなので実行するには、処理したファイ ル名を入れる必要がある。コマンドに入力するファイル名などを一緒にテキストに書かせるツールがあれ ば、自動でシェルを作成することができ、間違いもなく、便利である。ここでは、draft の処理を容易にする ツールを簡単に説明する。紹介するツールは、draft, radar_grib2rt_cとともに http://172.23.27.23/chiho の 「ドップラーレーダーの処理例」に保存してあり、そこからダウンロードして利用することができる。

draftを用いたドップラーレーダーデータの解析は、たとえば、次のような工程で処理を行う。

- 1. Draft と Grads のインストール
- 2. 作業ディレクトリにデータを準備
- 3. データをrt ファイルに変換 [draft コマンド: iris2draft もしくは:radar grib2rt]
- 4. rt ファイルに、動径風の折り返し補正を実行 [draft コマンド: dealias]
- 5. rt ファイルを Grads で表示し、データの中身(反射強度とドップラー速度)を確認 [draft コマンド:view_radar]
- 4. dual 解析
 - [draft コマンド:**dual**]
- 5. 等高度 PPI [draft コマンド: cappi]
- 6. Grads で dual と cappi の実行結果を表示

(1) Draft と Grads のインストール

関西空港レーダーは改修があったために、draft 内のデータのデコードのプログラム"radar_grib2rt"は、 データの解凍がうまくいかない場合がある。その場合は、radar_grib2rt_c.c をコンパイルして、使用する。 draft は、ダウンロードしたファイルを展開すると、中に README や INSTALL というファイルがある。インス トールは INSTALL というファイルに従って行う。radar_grib2rt_c は、以下のようにコンパイルを行う。

gcc radar_grib2rt_c.c -o radar_grib2rt_c

(2) 作業ディレクトリに データをおく。 データの解凍・展開を行う。

.gz が末尾についていれば: gunzip ファイル名、もしくは unzip ファイル名 .tar が末尾についていれば: tar xvf ファイル名 ツールで dual 解析等の作業するため、"kansai"と"osaka"という名前のディレクトリを作成し、関西空 港のデータをディレクトリ"kansai"に、大阪空港のデータをディレクリ"osaka"に入れる。

関西空港 mkdir kansai mv ファイル名 kansai 大阪空港 mkdir osaka mv ファイル名 osaka

(3) draft のrt データに変換

関西空港のデータは、改修があったため、2007年3月前後で解凍ツールが異なる。2007年3月の以降のデータは、radar_grib2rtもしくは、radar_grib2rt_cを用いて、デコードする。

radar_grib2rt ファイル名 radar_grib2rt_c ファイル名

大阪空港のデータ、関西空港の2007年3月以前のデータはiris2draftを用いて、デコードする

iris2draft ファイル名

(4) 動径風の折り返し補正を行う。

大阪空港のデータは、±16m/s などに畳み込まれたデータになっているため、それを展開する。関西 空港は、折り返し補正済みになっている。

折り返しは、dealias で行ないます。データのディレクトリに移動して cd osaka

風速のファイル(vep.rt がついている)を ls コマンドで、list にする。

ls *vep.rt >list.txt

以下のコマンドを入力し、awkを用いて、折り返し補正をするスクリプトを作成する。

gawk -F: '{print "dealias -dealias3 "\$1"; cp testout.rt "\$1 }' list.txt > dealias.sh

スクリプトを確認して、実行する。

sh dealias.sh

たとえば、dealias.shの中身は以下のようになっている。 dealias - dealias3 16230004_0007vep.rt; cp testout.rt 16230004_0007vep.rt dealias - dealias3 16230020_0015vep.rt; cp testout.rt 16230020_0015vep.rt
(5) データの中身をview_radar を用いて確認

作業ディレクトリに移動する

各データの list.txt を、kansai_list.text、osaka_list.text として利用する。

cp osaka/list.txt osaka_list.text もしくは cp kansai/list.txt kansai_list.text

temp、temp1、temp2を、地方共同のページからコピーする。中身は、Gradsのメタコマンドの一部である。

スクリプトを作成するプログラムをコンパイルし、実行する。実行すると、 "view_radar_osaka.sh"という名前のスクリプトができる。例えば、大阪レーダーでは、以下のようになる。

gcc view_radar_osaka_step2.f90 -o view_radar_osaka_step2 ./view_radar_osaka_step2

次に、出力されたスクリプト"view_radar_osaka.sh"は 以下のようになっている。

mkdir VIEW_OSAKA

view_radar ./osaka/16230008_0007vep.rt < temp cat temp1 >temp.gs cat 16230008_0007vzp.xy.gs >>temp.gs cat temp2 >>temp.gs grads -bpc 'run temp.gs' gxps -c -i fig.meta -o 16230008_0007vzp.xy.ps mv *.ps VIEW_OSAKA rm *.xy*

Grads を起動して、view_radar_osaka.sh を実行すると 第1図のような図の PS ファイルが作成される。

sh view_radar_osaka.sh

(6) デュアル解析

作業ディレクトリに移動し、シェルスクリプトとメタコマ ンドを作成するプログラム(dual_all_kansai_osaka.f90 と dual_gs2.f90)をコンパイルし、実行する。

g95 dual_all_kansai_osaka.f90-o dual_all_kansai_osaka g95 dual_gs2.f90 -o dual_gs2 ./dual_all_kansai_osaka





./dual_all_kansai_osaka を実行すると、"dual_f.sh"と いう名前のスクリプトが作成されるので、スクリプト を実行する。実行すると第2図のような反射強度と 水平風の水平面図の PS ファイルが出力される。

sh dual f.sh

dual_all_kansai_osaka.f90の以下の4箇所は、事 例に合わせて修正する。

(a) ほしい日時を id,ih,im でまわし、if 文で選択(5 分ごとに処理をおこなうように設定している。5 分は変更可)

do id=16,16 do ih=0,23

do im=0,55,5

35.4 35.2 35 34.8 34.6 34. Longitude ŧ 第2図 Dual 解析の出力例

40

35 30

25

20 15

10

Dual (m/s) Narita 2303JST CAPPI HEIGHT=1.5 km

! if(id.eq.16.and.ih.gt.15) goto 99

if(id.eq.16.and.ih.lt.22) goto 99

(b) 仰角 20 度以下を使用し、prfの異なった 1.7 度を除外。20 度は変更してもよい(推奨 6-7 度)。

35.6

-otitude

do i_osaka=1,ntime_osaka

if (time_osaka(i_osaka).ge.time_start.and. &

- & time_osaka(i_osaka).le.time_end .and. &
 - iel osaka(i osaka).le.200 .and.
- & iel osaka(i osaka).ne.017) then
 - iflg0=1
 - endif

enddo

&

```
(c) 水平2km、鉛直1kmの影響半径を使用(-r 2.,1.,4.,1.)。これらは、事例によって変更する。
 その他のパラメータは、マニュアルを参照してください。
```

write(13,*) 'dual -n 121,121 -c 0.,0. -d 240.,240. -z 10:0.5,9.5 -s 0.,0. -r 2.,1.,4.,1. ¥' do i osaka=1,ntime osaka

&

c0=ctime_osaka(i_osaka)

```
if (time_osaka(i_osaka).ge.time_start.and. &
```

```
time_osaka(i_osaka).le.time_end .and. &
```

```
&
&
                                              &
```

```
iel_osaka(i_osaka).le.200 .and.
&
              iel_osaka(i_osaka).ne.017) then
```

```
write(13,*) './osaka/',c0(1:13),'vep.rt ¥'
```

```
write(13,*) './osaka/',c0(1:13), 'zep.rt ¥'
```

endif

enddo

```
write(13,*) 'dual -n 121,121 -c 0.,0. -d 240.,240. -z 3:0.25,0.75 -s 0.,0. -r 2.,1.,4.,1. ¥'
do i_osaka=1,ntime_osaka
```

c0=ctime_osaka(i_osaka)

if (time_osaka(i_osaka).ge.time_start.and. &

- & time_osaka(i_osaka).le.time_end .and. &
- & iel_osaka(i_osaka).le.200 .and. &
- & iel_osaka(i_osaka).ne.017) then write(13,*) './osaka/',c0(1:13),'vep.rt \vec{4}' write(13,*) './osaka/',c0(1:13),'zep.rt \vec{4}' endif

```
enddo
```

&

& &

```
(d) 風に重ねる反射強度は、大阪空港レーダーのデータを利用しているが、関西国際空港のデータでも可能。影響半径は上と同じにしている。
```

```
スクリプト(dual_f.sh)の出力は以下のようになる。、
```

```
dual -n 121,121 -c 0.,0. -d 240.,240. -z 10:0.5,9.5 -s 0.,0. -r 2.,1.,4.,1. ¥
./osaka/16225503_0038vep.rt ¥
... (途中省略)
./osaka/16225700_0007zep.rt ¥
... (途中省略)
./kansai/16225700_0007zep.rt ¥
dual -n 121,121 -c 0.,0. -d 240.,240. -z 3:0.25,0.75 -s 0.,0. -r 2.,1.,4.,1. ¥
./osaka/16225503_0038vep.rt ¥
... (途中省略)
./osaka/16225700_0007zep.rt ¥
```

```
./kansai/16225700_0007zep.rt ¥
```

```
cappi –a –120.,–120.:120.,120. –n 484,484 –z 10:0.5,9.5 –r 2.,1.,4.,1.¥
```

./osaka/16225503_0038zep.rt ¥ ・・・(途中省略) ./osaka/16225700_0007zep.rt ¥

echo 16225503 >temp ./dual_gs2 <temp grads -l -c "dual_f.gs" mkdir DF162255 mv *.*ps DF162255 mv *.xy* DF162255

スクリプト(dual_f.sh)の実行で、vep(動径風)と zep(反射強度)のファイル数が合わないといって、終了することがある。その場合は、どのファイルが悪さをしているのかを調べて、対で取り除くと、動くことがある。

dual_gs2.f90の修正する箇所は、以下の部分である。

(a) 描画領域の設定

write(10,*) "'", 'set lon ',134.127464585+15.*0.021857257, 134.127464585+105.*0.021857257, """
write(10,*) "", 'set lat ', 33.710252306+15.*0.018050795, 33.710232306+105.*0.018050795, """
(b)反射強度の色
write(10,*) "", 'set clevs 0 5 10 15 20 25 30 35 40 50 60', """

write(10,*) """,'set ccols 0 9 14 4 11 5 13 3 10 7 12 8 2 6',"""

図の作成のスクリプトなので、他のところも必要や好みで変更することができる。

(参考文献)

田中恵信・鈴木修, 2000: レーダー解析ソフト"Draft"の開発. *2000 年気象学会春季大会予稿集*, **77**, 303.

GPS可降水量を用いた解析法

瀬川知則(大阪管区気象台)

国土地理院のGEONETは、水平解像度約25kmにGPS受信機を全国に展開しており、数分毎に遅延量 を求めることができる。気象研究所の小司禎教主任研究官から提供されたデータは、地上気圧と地上気温 を用いて遅延量から可降水量に変換済みであり、そのまま利用することができる(Shoji, 2009)。可降水量は 地形の影響が大きく、降水に伴うシグナルが見えにくいこともある。その場合、平均値やある時刻から差に注 目すると、降水との対応が見えやすい。

地方共同研究では、可降水量データが観測点ごとの値であるため、等値線が引けるように stnmap ツール を利用し、station データから grid に変換して、描画する。

可降水量データや GPS 受信機の地点情報は、大阪管区気象台の地方共同研究のホームページ "http://172.23.27.23/chiho"に保存してある"readmePWV040404.txt"と"geonet_2003.prn"を参照してほし い。また、可降水量データの station データから grid への変換の方法は、grads のマニュアルを見ていただき たい。

以下に描画の手順を示す。

- (1) Grads の使用できる環境にする。
- (2) 可降水量の grid データと LL_PWV、PWV.map を地方共同研究のページからダウンロードして、解凍した後、作業ディレクトリに置く。
- (3)_g_gps.ctl, gps.ctl も、地方共同研究のページからダウンロードして、作業ディレクトリに置き、以下の太字 で示した部分のデータ名と日付を書き換える。

gps.ctl

DSET **PWV_20040513.dat**

TDEF 288 linear 00z13May2004 5mn

_g_gps.ctl

tdef 288 linear 00z13May2004 5mn

(4) 地方共同研究のページから gps_test.gs をダウンロードして、作業ディレクトリに置く Grads を起動して、ga-> というプロンプトが出たら、run gps_test.gs を実行させる。 うまくいかない場合には、改行コードをLFで保存すると解決する場合もある。

描画のメタコマンド gps_test.gs は、以下のようになっているので、好みや必要に合わせて書きかえる。

'reinit' 'reinit'	初期化
'open _g_gps.ctl'	等値線を作成するための定義ファイルの読み込み
'open gps.ctl'	地点の PWV の定義ファイルの読み込み
'clear'	きれいに消して、
'enable print temp.fig'	印刷のために記憶するファイルを用意
'set lon 128.00 138.00'	描画範囲
'set lat 31.0 38.00'	
'set mpdset hires'	地図の設定
'set map 1 1 3'	
'define gr=oacres(gpwv,pwv.2)'	等値線の変数を設定.PWV を書く。

'set gxout shaded' 色付けに設定 'set ccols 0 5 3 7 8 2 6' 描きたい色で、描きたい値の線を描く。 'set clevs 30 35 40 45 50 55' (この値は、適当に書いています。) 'set t 1' このデータは、09JSTから5分毎のデータの順番。 ここで、数字を変えると、ほしい時刻の図になる。 'd gr' 等値線で色ぬりをする 'run cbarn.gs' 凡例を書く 'set digsize 0.07' 観測点の値を書く大きさ 'd pwv.2' 観測点の値を書く 'print' ここまでを印刷用にファイルに保存。 'disable print' 印刷用のファイルを閉じる。 '!gxps -c -i temp.fig -o pwv.ps' PSファイルに出力。

'quit'

終了

差を描きたいと時には、'define gr=oacres(gpwv,pwv.2)' を 'define gr=oacres(gpwv, pwv.2(t=16)-pwv.2(t=1))' とすると、16 番目と1 番目に保存してあるデータの差が gpwv に入り、差の等値線も描画できる。 観測点の差の値は、同様に'd pwv.2' を 'd pwv.2(t=16)-pwv.2(t=1)' にすることで書くことができる。



(参考文献)

Shoji, Y., 2009: A study of near real-time water vapor analysis using a nationwide dense GPS network of Japan, *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 1-18.

成果発表状況

- 1. 査読論文
 - 1. 栗原佳代子・金森恒雄・瀬古 弘、2003 年 7 月 18 日に広島県で発生した線状降水帯 -気象庁非 静力学モデルで解析した気流構造と地形や中層乾燥気塊の効果-、天気、56, 613-635.
- 2. 査読論文以外の著作物(翻訳、著書、解説)
 - 1. 足立 誠・瀬古 弘、2007 年 8 月 1 日の島根県隠岐の大雨について、天気、56,841-825.
- 3. 口頭発表
 - 1. 朝原信長・瀬川知則・野村武司・鎌倉和夫、大阪平野における前線南下時にみられる線状降水帯の 特徴について、大阪管区気象台、平成19年度大阪管区府県気象研究会誌、平成19年11月.
 - 2. 足立 誠・瀬古 弘、2007 年8月31日の隠岐の大雨について(第2報)、大阪管区気象台、平成20 年度大阪管区調査研究会誌、平成20年11月.
 - 3. 足立 誠・吉村 満、2007 年 8 月 31 日の隠岐の大雨について、大阪管区気象台、平成 19 年度中国 地区気象研究会、平成 20 年 1 月.
 - 4. 足立 誠・吉村 満、2007 年 8 月 31 日の隠岐の大雨について、大阪管区気象台、平成 19 年度大阪 管区調査研究会誌、平成 19 年 11 月.
 - 5. 石橋正登・中塚賢治・秋山幸三・原田延明・吉田康夫、2008 年 9 月 2 日の線状降水帯について、彦 根地方気象台、平成 20 年度大阪管区府県気象研究会誌、平成 20 年 11 月.
 - 6. 今野 暁・田中秀樹・小山芳太・金森恒雄、2007 年 3 月 31 日の前線南下に伴う線状降水帯の構造に ついて、神戸海洋気象台、平成 20 年度大阪管区府県気象研究会誌、平成 20 年 11 月.
 - 7. 瓜生由明・神例孝典・東 克彦・末永和貴・菅原道智、2006 年 9 月 16 日から 17 日の大雨について (平成 20 年度地方共同研究関連)、広島地方気象台、平成 20 年度大阪管区調査研究会誌、平成 20 年 10 月.
 - 8. 大谷修一・安田亜樹・金森恒雄、広島湾で発達する降水エコー(2006 年 7 月 2 日)、広島地方気 象台、平成 19 年度大阪管区調査研究会誌、平成 19 年 11 月.
 - 9. 大谷修一・宇都宮幹也・金森恒雄、広島豪雨の発生メカニズム、広島地方気象台、平成 19 年度大 阪管区調査研究会誌、平成 19 年 11 月.
 - 10. 大谷修一・宇都宮幹也・金森恒雄・瀬古 弘、広島豪雨の発生メカニズム -1999 年 6 月 29 日-、 関西支部 2007 年度第 1 回例会、平成 19 年 11 月.
 - 11. 小山芳太・小西誠二・泉 敏治・金森恒雄、2008 年 7 月 28 日の大雨、神戸海洋気象台、平成 20 年度大阪管区府県気象研究会誌、平成 20 年 11 月.
 - 12. 加藤伸一・岸本満・小林光昌・谷口秀隆、奈良県に影響する線状降水帯について、奈良地方気象 台、平成19年度大阪管区府県気象研究会誌、平成19年11月.
 - 13. 金森恒雄・栗原佳代子・瀬古 弘、線状降水帯の気流構造、広島地方気象台、平成 19 年度大阪管 区調査研究会誌、平成 19 年 11 月.

- 14. 金森恒雄・栗原佳代子・瀬古 弘、線状降水帯の気流構造 -2003 年 7 月 18 日-、関西支部 2007 年 度第 1 回例会、平成 19 年 11 月.
- 15. 金森恒雄・小山芳太・小西 誠二・根本和宏、2008 年 7 月 28 日に発生した大雨(速報) 六甲山南 麓に位置する都賀川で発生した濁流水難事故について-、日本気象学会関西支部例会(四国地区)、 平成 20 年 12 月.
- 16. 熊野繁明・平井明宏・斉藤康博・横田 力・奥村賢二・北村美沙子、強雨をもたらす線状降水帯の 形成機構等の解明について、徳島地方気象台、平成 20 年度大阪管区府県気象研究会誌、平成 20 年 11 月.
- 17. 河野誠・佐伯準司・新田正明・石山満・一木健史・林 哲也・古家隆子、2004 年 5 月 13 日の線状 降水帯について (JMANHM による感度実験)、京都地方気象台、平成 19 年度大阪管区府県気象研究 会誌、平成 19 年 11 月.
- 18. 斉藤康博・福原正明・山岡英夫・北村美沙子・西 秀絋、強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明について(その1)、徳島地方気象台、平成19年度大阪管区府県気象研究会誌、平成19年11月.
- 19. 坂本 啓・河野 誠・石山 満・小野善史、2008 年 6 月 20 日の線状降水帯の事例について、京都地 方気象台、平成 20 年度大阪管区府県気象研究会誌、平成 20 年 11 月.
- 20. 佐藤兼太郎・石田保明・佐伯準司、2008 年 7 月 28 日の線状降水帯について、舞鶴海洋気象台、平成 20 年度大阪管区府県気象研究会誌、平成 20 年 11 月.
- 21. 瀬川知則・岩本久雄・飯田早苗・朝原信長・濱崎博史・牧田広道・鎌倉和夫、大阪平野における 線状降水帯の発生機構について~2004 年 5 月 13 日の事例 数値実験編~、大阪管区気象台、平 成 20 年度大阪管区府県気象研究会誌、平成 20 年 11 月.
- 22. 瀬川知則・岩本久雄・飯田早苗・朝原信長・濱崎博史・牧田広道・鎌倉和夫、大阪平野における 線状降水帯の発生機構について~2004 年 5 月 13 日の事例~、日本気象学会関西支部例会(四国地 区)、平成 20 年 12 月.
- 23. 瀬古 弘・斉藤和雄・國井 勝・原 昌弘・三好建正・足立 誠・金森恒雄、LETKF を用いた BO8RDP 実験と日本域豪雨実験、日本気象学会 2008 年秋季大会、平成 20 年 11 月.
- 24. 瀬古 弘・斉藤和雄・國井 勝・原 昌弘・三好建正・足立 誠・金森恒雄、LETKF を用いた日本域の 豪雨再現実験、非静力学モデルに関するワークショップ、平成 20 年 11 月.
- 25. 瀬古 弘・斉藤和雄・國井 勝・原 昌弘・三好建正・足立 誠・金森恒雄、LETKF を用いた日本域の 豪雨再現実験、天気予報研究会、平成 21 年 1 月.
- 26. 鳥山暁人・濱田岩彦・佐藤兼太郎・石田保明、強雨をもたらす線状降水帯の構造や維持機構について、舞鶴海洋気象台、平成19年度大阪管区府県気象研究会誌、平成19年11月.
- 27. 西川哲也・佐藤祐一・東 克彦、紀伊水道付近のエコーの発達、衰弱について(平成 19 年度地方共同研究関連)、大阪管区気象台、平成 19 年度大阪管区調査研究会誌、平成 19 年 11 月.
- 28. 西川哲也・山本博之・丹治幸子、線状降水帯の形成機構等の解明について(平成 20 年度地方共同 研究関連)、大阪管区気象台、平成 20 年度東京管区調査研究会誌、平成 20 年 11 月.
- 29. 原田延明・友田義則・小菅 威、2004年5月17日の線状降水帯について、彦根地方気象台、平成 19年度大阪管区府県気象研究会誌、平成19年11月.
- 30. 福原正明・山岡英夫・北村美沙子・西 秀絋・斉藤康博、強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等 の解明について(その2)、徳島地方気象台、平成19年度大阪管区府県気象研究会誌、平成19年

11月.

- 31. 伏木一朗・井口 一・秋山幸三、2007 年 3 月 31 日の前線南下に伴う線状降水系の構造について(気 象庁非静力学モデルを用いた考察)、神戸海洋気象台、平成 19 年度大阪管区府県気象研究会誌、 平成 19 年 11 月.
- 32. 古田 圭・矢尾信嗣・池田英紀・寺尾克彦・田中滋司・谷 俊昭、2007 年 8 月 22 日の鳥取県東部の 線状降水帯について、鳥取地方気象台、平成 19 年度大阪管区府県気象研究会誌、平成 19 年 11 月.
- 33. 堀川和久・濱田卓二・足立 誠・佐々木啓壮、 2007 年 3 月 31 日の線状降水帯について、大阪管区 気象台、平成 20 年度大阪管区調査研究会誌、平成 20 年 11 月.
- 34. 牧田広道・岩本久雄・飯田早苗・朝原信長・濱崎博史・瀬川知則・鎌倉和夫、大阪平野における 線状降水帯の発生機構について~2004 年 5 月 13 日の事例 実況解析編~、大阪管区気象台、平 成 20 年度大阪管区府県気象研究会誌、平成 20 年 11 月.
- 35. 牧田広道・岩本久雄・飯田早苗・朝原信長・濱崎博史・瀬川知則・鎌倉和夫、線状降水帯の事例 解析、日本気象学会関西支部例会(四国地区)、平成 20 年 12 月.
- 36. 山下 寛・武田寅彦・栗原佳代子・金森恒雄・熊原義正・瀬古 弘、近畿地方や中国四国地方の線 状降水帯の構造と維持機構、日本気象学会 2007 年春季大会、平成 19 年 5 月.
- 37. 山本陽子・岸本 満・小林光昌・野中栄作・伊藤晋悟、奈良県に影響する線状降水帯について その2、奈良地方気象台、平成20年度大阪管区府県気象研究会誌、平成20年11月.
- 38. 若狭剛史・矢尾信嗣・長谷川和美・米井達也・河崎浩志・神谷洋輔・寺尾克彦、2007 年 8 月 22 日の鳥取県東部の線状降水帯について(その2)、鳥取地方気象台、平成20年度大阪管区府県気象 研究会誌、平成20年11月.

担当者

平成 20 年度

気象研究所	瀨古 弘
大阪管区気象台気候·調査課	家藤 敦章 吉田 久美 岡本 美沙子
大阪管区気象台予報課	鎌倉 和夫 牧田 広道 岩本 久雄 瀬川 知則 朝原 信長 飯田 早苗
大阪管区気象台観測課	青木 真次 山本 高夫
彦根地方気象台	吉田 康夫 原田 延明 秋山 幸三 中塚 賢治 石橋 正登
京都地方気象台	坂本 啓 石山 満 小野 善史 鈴木 和男 河野 誠
奈良地方気象台	岸本 満 山本 陽子 小林 光昌 伊藤 晋悟
和歌山地方気象台	西川 哲也 山本 博之 丹治 幸子
鳥取地方気象台	寺尾 克彦 矢尾 信嗣 若狭剛史 古田圭 神谷洋輔 長谷川 和美 河崎 浩志
	米井 達也
松江地方気象台	堀川 和久 濱田 卓二 足立 誠 佐々木 啓壮
広島地方気象台	瓜生 由明 神例 孝典 東 克彦 末永 和貴 菅原 道智
徳島地方気象台	熊野 繁明 平井 明宏 斉藤 康博 奥村 賢二
舞鶴海洋気象台	佐伯 準司 石田 保明 佐藤兼 太郎
神戸海洋気象台	金森 恒雄 田中 秀樹 小山 芳太 今野 暁 茶円 敏彦(アドバイザー)
	井口 ー(アドバイザー) 伏木 一朗(アドバイザー)

平成 19 年度

気象研究所	瀬古 弘
大阪管区気象台気候·調査課	山本 伸二 吉田 久美
大阪管区気象台予報課	山下 寛 鎌倉 和夫 笠谷 博幸 永山 隆治 瀬川 知則 朝原 信長 飯田 早苗
大阪管区気象台観測課	安部 俊司 上山 仁司
彦根地方気象台	原田 延明 友田 義則 小菅 威
京都地方気象台	佐伯 準司 新田 正明 石山 満 一木 健史 林 哲也 古家 隆子 河野 誠
奈良地方気象台	岸本 満 加藤 伸一 小林 光昌 谷口 秀隆
和歌山地方気象台	西川 哲也 佐藤 祐一 東 克彦 中村 剛
鳥取地方気象台	矢尾 信嗣 池田 英紀
松江地方気象台	岩谷 徹 吉村 満 足立 誠 柳田 雄一郎 古謝 植之
広島地方気象台	金森 恒雄 瓜生 由明 大谷 修一 宇都宮 幹也 末永 和貴 安田 亜樹
	立神 達郎(アドバイザー) 鈴木 和明(アドバイザー)
徳島地方気象台	福原 正明 山岡 英夫 斎藤 康博 西 秀紘
舞鶴海洋気象台	濵田 岩彦 佐藤 兼太郎 鳥山 暁人
神戸海洋気象台	井口 一 伏木 一朗 秋山 幸三

気象研究所技術報告一覧表

第1号 バックグラウンド大気汚染の測定法の開発(地球規模大気汚染特別研究班, 1978) Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution. (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978) 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究(地震火山研究部, 1979) 第2号 Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan. (Seismology and Volcanology Research Division, 1979) 筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設(花房龍男・藤谷徳之助・伴野 登・魚津 博, 1979) 第3号 On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City. (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno, and H. Uozu, 1979) 海底地震常時観測システムの開発(地震火山研究部, 1980) 第4号 Permanent Ocean-Bottom Seismograph Observation System. (Seismology and Volcanology Research Division, 1980) 第5号 本州南方海域水温図-400m(又は 500m)深と 1,000m 深-(1934-1943 年及び 1954-1980 年)(海洋研究部, 1981)Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1,000m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western -North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980. (Oceanographical Research Division, 1981) 成層圏オゾンの破壊につながる大気成分及び紫外日射の観測(高層物理研究部, 1982) 第6号 Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric ozon Depletion and the Ultraviolet Radiation. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982) 第7号 83型強震計の開発(地震火山研究部, 1983) Strong-Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meteorological Agency Network. (Seismology and Volcanology Research Division, 1983) 大気中における雪片の融解現象に関する研究(物理気象研究部, 1984) 第8号 The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere. (Physical Meteorology Research Division, 1984) 第9号 御前崎南方沖における海底水圧観測(地震火山研究部・海洋研究部, 1984) Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honsyu. (Seismology and Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984) 日本付近の低気圧の統計(予報研究部, 1984) 第10号 Statistics on Cyclones around Japan. (Forecast Research Division, 1984) 第11号 局地風と大気汚染質の輸送に関する研究(応用気象研究部, 1984) Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium-Range Transport of Air Pollutions. (Applied Meteorology Research Division, 1984) 火山活動監視手法に関する研究(地震火山研究部, 1984) 第12号 Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance. (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)気象研究所大気大循環モデルーI (MRI・GCM-I)(予報研究部, 1984) 第13号 A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI • GCM- I). (Forecast Research Division, 1984)台風の構造の変化と移動に関する研究-台風 7916 の一生-(台風研究部, 1985) 第14号 A Study on the Changes of the Three - Dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon through its Life Time. (Typhoon Research Division, 1985) 波浪推算モデル MRI と MRI-IIの相互比較研究-計算結果図集-(海洋気象研究部, 1985) 第15号 An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI – II – A Compilation of Results – (Oceanographical Research Division, 1985) 第16号 地震予知に関する実験的及び理論的研究(地震火山研究部, 1985) Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method. (Seismology and Volcanology Research Division, 1985) 北半球地上月平均気温偏差図(予報研究部, 1986) 第17号 Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891-1981. (Forecast Research Division, 1986) 中層大気の研究(高層物理研究部・気象衛星研究部・予報研究部・地磁気観測所, 1986) 第18号 Studies of the Middle Atmosphere. (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Satellite Research Division, Forecast Research Division, MRI and the Magnetic Observatory, 1986) ドップラーレーダによる気象・海象の研究(気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・応用気象研究部・海 第 19 号 洋研究部, 1986) Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar. (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research Division, Applied Meteorology Research Division, and Oceanographical Research Division, 1986) 気象研究所対流圏大気大循環モデル(MRI・GCM-I)による 12 年間分の積分(予報研究部, 1986) 第20号 Mean Statistics of the Tropospheric MRI · GCM- I based on 12-year Integration. (Forecast Research Division, 1986)

第21号 宇宙線中間子強度 1983-1986 (高層物理研究部, 1987)

Multi-Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983-1986. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987)

- 第22号 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データに基づく噴火活動の解析に関する研究(地震火山研究部, 1987) Study on Analysis of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological satellite (GMS). (Seismology and Volcanology Research Division, 1987)
- 第23号 オホーツク海海洋気候図(篠原吉雄・四竃信行,1988)
- Marine Climatological Atlas of the sea of Okhotsk. (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)
- 第24号 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験(海洋研究部, 1989) Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第25号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布(海洋研究部, 1989)
- Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第26号 地震前兆現象のデータベース(地震火山研究部, 1990)
- Database of Earthquake Precursors. (Seismology and Volcanology Research Division, 1990) 第 27 号 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特性(台風研究部, 1991)
- Characteristics of Precipitation Systems During the Baiu Season in the Okinawa Area. (Typhoon Research Division, 1991) 第 28 号 気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル(猪川元興・斉藤和雄, 1991)
- Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI. (M. Ikawa and K. Saito, 1991)
- 第 29 号 雲の放射過程に関する総合的研究(気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気象衛星・観測システム 研究部・台風研究部, 1992)

A Synthetic Study on Cloud-Radiation Processes. (Climate Research Department, Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department, and Typhoon Research Department, 1992)

- 第30号 大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究(三上正男・遠藤昌宏・新野 宏・山崎孝治, 1992) Studies of Energy Exchange Processes between the Ocean-Ground Surface and Atmosphere. (M. Mikami, M. Endoh, H. Niino, and K. Yamazaki, 1992)
- 第31号 降水日の出現頻度からみた日本の季節推移-30年間の日降水量資料に基づく統計-(秋山孝子, 1993) Seasonal Transition in Japan, as Revealed by Appearance Frequency of Precipitating-Days. - Statistics of Daily Precipitation Data During 30 Years-(T. Akiyama, 1993)
- 第32号 直下型地震予知に関する観測的研究(地震火山研究部, 1994) Observational Study on the Prediction of Disastrous Intraplate Earthquakes. (Seismology and Volcanology Research Department, 1994)
- 第 33 号 各種気象観測機器による比較観測(気象衛星・観測システム研究部, 1994) Intercomparisons of Meteorological Observation Instruments. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1994)
- 第34号 硫黄酸化物の長距離輸送モデルと東アジア地域への適用(応用気象研究部, 1995) The Long-Range Transport Model of Sulfur Oxides and Its Application to the East Asian Region. (Applied Meteorology Research Department, 1995)
- 第 35 号 ウインドプロファイラーによる気象の観測法の研究(気象衛星・観測システム研究部, 1995) Studies on Wind Profiler Techniques for the Measurements of Winds. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1995)
- 第36号 降水・落下塵中の人工放射性核種の分析法及びその地球化学的研究(地球化学研究部, 1996) Geochemical Studies and Analytical Methods of Anthropogenic Radionuclides in Fallout Samples. (Geochemical Research Department, 1996)
- 第37号 大気と海洋の地球化学的研究(1995年及び1996年)(地球化学研究部,1998)

Geochemical Study of the Atmosphere and Ocean in 1995 and 1996. (Geochemical Research Department, 1998) 第 38 号 鉛直 2 次元非線形問題(金久博忠, 1999)

- Vertically 2-dmensional Nonlinear Problem (H. Kanehisa, 1999) 第 39 号 客観的予報技術の研究(予報研究部, 2000)
- Study on the Objective Forecasting Techniques (Forecast Research Department, 2000)

第40号 南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究(地震火山研究部, 2000)

Study on Stress Field and Forecast of Seismic Activity in the Kanto Region (Seismology and Volcanology Research Department, 2000)

第 41 号 電量滴定法による海水中の全炭酸濃度の高精度分析および大気中の二酸化炭素と海水中の全炭酸の放射性炭素
 同位体比の測定(石井雅男・吉川久幸・松枝秀和, 2000)
 Coulometric Precise Analysis of Total Inorganic Carbon in Seawater and Measurements of Radiocarbon for the Carbon
 Dioxide in the Atmosphere and for the Total Inorganic Carbon in Seawater (I.Masao, H.Y.Inoue and H.Matsueda, 2000)

第42号 気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル(斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜・室井ちあし, 2001) Documentation of the Meteorological Research Institute / Numerical Prediction Division Unified Nonhydrostatic Model (Kazuo Saito, Teruyuki Kato, Hisaki Eito and Chiashi Muroi, 2001)

- 第 43 号 大気および海水中のクロロフルオロカーボン類の精密測定と気象研究所クロロフルオロカーボン類標準ガスの 確立(時枝隆之・井上(吉川)入幸, 2004)
 Precise measurements of atmospheric and oceanic chlorofluorocarbons and MRI chlorofluorocarbons calibration scale (Takayuki Tokieda and Hisayuki Y. Inoue, 2004)
- 第44号 PostScript コードを生成する描画ツール"PLOTPS"マニュアル(加藤輝之, 2004)
- Documentation of "PLOTPS": Outputting Tools for PostScript Code (Teruyuki Kato, 2004)
- 第 45 号 気象庁及び気象研究所における二酸化炭素の長期観測に使用された標準ガスのスケールとその安定性の再評価 に関する調査・研究(松枝秀和・須田一人・西岡佐喜子・平野礼朗・澤 庸介・坪井一寛・堤 之智・神谷ひ とみ・根本和宏・長井秀樹・吉田雅司・岩野園城・山本 治・森下秀昭・鎌田匡俊・和田 晃, 2004)
 Re-evaluation for scale and stability of CO₂ standard gases used as long-term observations at the Japan Meteorological Agency and the Meteorological Research Institute (Hidekazu Matsueda, Kazuto Suda, Sakiko Nishioka, Toshirou Hirano, Yousuke, Sawa, Kazuhiro Tuboi, Tsutumi, Hitomi Kamiya, Kazuhiro Nemoto, Hideki Nagai, Masashi Yoshida, Sonoki Iwano, Osamu Yamamoto, Hideaki Morishita, Kamata, Akira Wada, 2004)
- 第46号 地震発生過程の詳細なモデリングによる東海地震発生の推定精度向上に関する研究(地震火山研究部, 2005) A Study to Improve Accuracy of Forecasting the Tokai Earthquake by Modeling the Generation Processes (Seismology and Volcanology Research Department, 2005)
- 第 47 号 気象研究所共用海洋モデル(MRI.COM)解説(海洋研究部, 2005) Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Manual (Oceanographical Research Department, 2005)
- 第48号 日本海降雪雲の降水機構と人工調節の可能性に関する研究(物理気象研究部・予報研究部, 2005) Study of Precipitation Mechanisms in Snow Clouds over the Sea of Japan and Feasibility of Their Modification by Seeding (Physical Meteorology Research Department, Forecast Research Department, 2005)
- 第49号 2004年日本上陸台風の概要と環境場(台風研究部, 2006) Summary of Landfalling Typhoons in Japan, 2004 (Typhoon Research Department, 2006)
- 第 50 号 栄養塩測定用海水組成標準の 2003 年国際共同実験報告(青山道夫, 2006) 2003 Intercomparison Exercise for Reference Material for Nutrients in Seawater in a Seawater Matrix (Michio Aoyama, 2006)
- 第 51 号 大気および海水中の超微量六フッ化硫黄(SF₆)の測定手法の高度化と SF₆標準ガスの長期安定性の評価(時枝隆 之、石井雅男、斉藤 秀、緑川 貴, 2007) Highly developed precise analysis of atmospheric and oceanic sulfur hexafluoride (SF₆) and evaluation of SF₆ standard
- gas stability (Takayuki Tokieda, Masao Ishii, Shu Saito and Takashi Midorikawa, 2007) 第52号 地球温暖化による東北地方の気候変化に関する研究(仙台管区気象台,環境・応用気象研究部, 2008) Study of Climate Change over Tohoku District due to Global Warming (Sendai District Meteorological Observatory, Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department, 2008)
- 第53号 火山活動評価手法の開発研究(地震火山研究部, 2008)
- Studies on Evaluation Method of Volcanic Activity (Seismology and Volcanology Research Department, 2008)
- 第54号 日本における活性炭冷却捕集およびガスクロ分離による気体計数システムによる⁸⁵Kr の測定システムの構築お よび 1995 年から 2006 年の測定結果(青山道夫,藤井憲治,廣瀬勝己,五十嵐康人,磯貝啓介,新田 済,Hartmut Sartorius, Clemens Schlosser, Wolfgang Weiss, 2008) Establishment of a cold charcoal trap-gas chromatography-gas counting system for ⁸⁵Kr measurements in Japan and results from 1995 to 2006 (Michio Aoyama, Kenji Fujii, Katsumi Hirose, Yasuhito Igarashi, Keisuke Isogai, Wataru Nitta, Hartmut Sartorius, Clemens Schlosser, Wolfgang Weiss, 2008)
- 第55号 長期係留による4種類の流速計観測結果の比較(中野俊也,石崎廣,四竈信行,2008) Comparison of Data from Four Current Meters Obtained by Long-Term Deep-Sea Moorings (Toshiya Nakano, Hiroshi Ishizaki and Nobuyuki Shikama, 2008)
- 第 56 号 CMIP3 マルチモデルアンサンブル平均を利用した将来の海面水温・海氷分布の推定(水田 亮, 足立恭将, 行本 誠史, 楠 昌司, 2008) Estimation of the Future Distribution of Sea Surface Temperature and Sea Ice Using the CMIP3 Multi-model Ensemble

Mean (Ryo Mizuta, Yukimasa Adachi, Seiji Yukimoto and Shoji Kusunoki, 2008) 第 57 号 閉流路中のフローセルを用いた分光光度法自動分析装置による海水の高精度 pH_T 測定(斉藤 秀, 石井雅男, 緑 川 貴, 井上(吉川) 久幸, 2008) Precise Spectrophotometric Measurement of Seawater pH_T with an Automated Apparatus using a Flow Cell in a Closed Circuit (Shu Saito, Masao Ishii, Takashi Midorikawa and Hisayuki Y. Inoue, 2008)

第58号 栄養塩測定用海水組成標準の2006年国際共同実験報告(青山道夫,J. Barwell-Clarke, S. Becker, M. Blum, Braga E.S., S. C. Coverly, E. Czobik, I. Dahllöf, M. Dai, G. O Donnell, C. Engelke, Gwo-Ching Gong, Gi-Hoon Hong, D. J. Hydes, Ming-Ming Jin, 葛西広海, R. Kerouel, 清本容子, M. Knockaert, N. Kress, K. A. Krogslund, 熊谷正光, S. Leterme, Yarong Li, 増田真次, 宮尾 孝, T. Moutin, 村田昌彦, 永井直樹, G. Nausch, A. Nybakk, M. K. Ngirchechol, 小川浩史, J. van Ooijen, 太田秀和, J. Pan, C. Payne, O. Pierre-Duplessix, M. Pujo-Pay, T. Raabe, 齊藤一浩, 佐藤憲一郎, C. Schmidt, M. Schuett, T. M. Shammon, J. Sun, T. Tanhua, L. White, E.M.S. Woodward, P. Worsfold, P. Yeats, 芳村 毅, A. Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2008)

2006 Inter-laboratory Comparison Study for Reference Material for Nutrients in Seawater (M. Aoyama, J. Barwell-Clarke, S. Becker, M. Blum, Braga E. S., S. C. Coverly, E. Czobik, I. Dahllöf, M. H. Dai, G. O. Donnell, C. Engelke, G. C. Gong, Gi-Hoon Hong, D. J. Hydes, M. M. Jin, H. Kasai, R. Kerouel, Y. Kiyomono, M. Knockaert, N. Kress, K. A. Krogslund, M.

Kumagai, S. Leterme, Yarong Li, S. Masuda, T. Miyao, T. Moutin, A. Murata, N. Nagai, G. Nausch, M. K. Ngirchechol, A. Nybakk, H. Ogawa, J. van Ooijen, H. Ota, J. M. Pan, C. Payne, O. Pierre-Duplessix, M. Pujo-Pay, T. Raabe, K. Saito, K. Sato, C. Schmidt, M. Schuett, T. M. Shammon, J. Sun, T. Tanhua, L. White, E.M.S. Woodward, P. Worsfold, P. Yeats, T. Yoshimura, A. Youénou, J. Z. Zhang, 2008)

- 第 59 号 気象研究所共用海洋モデル(MRI.COM)第 3 版解説(辻野博之,本井達夫,石川一郎,平原幹俊,中野英之,山中吾郎,安田珠幾,石崎廣(気象研究所海洋研究部),2010) Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Version 3 (Hiroyuki Tsujino, Tatsuo Motoi, Ichiro Ishikawa, Mikitoshi Hirabara, Hideyuki Nakano, Goro Yamanaka, Tamaki Yasuda, and Hiroshi Ishizaki (Oceanographic Research Department), 2010)
- 第 60 号 栄養塩測定用海水組成標準の 2008 年国際共同実験報告(青山道夫, Carol Anstey, Janet Barwell-Clarke, François Baurand, Susan Becker, Marguerite Blum, Stephen C. Coverly, Edward Czobik, Florence D' amico, Ingela Dahllöf, Minhan Dai, Judy Dobson, Magali Duval, Clemens Engelke, Gwo-Ching Gong, Olivier Grosso, 平山篤史, 井上博敬, 石田雄三, David J. Hydes, 葛西広海, Roger Kerouel, Marc Knockaert, Nurit Kress, Katherine A. Krogslund, 熊谷正光, Sophie C. Leterme, Claire Mahaffey, 光田均, Pascal Morin, Thierry Moutin, Dominique Munaron, 村田昌彦, Günther Nausch, 小川浩史, Jan van Ooijen, Jianming Pan, Georges Paradis, Chris Payne, Olivier Pierre-Duplessix, Gary Prove, Patrick Raimbault, Malcolm Rose, 齊藤一浩, 斉藤宏明, 佐藤憲一郎, Cristopher Schmidt, Monika Schütt, Theresa M. Shammon, Solveig Olafsdottir, Jun Sun, Toste Tanhua, Sieglinde Weigelt-Krenz, Linda White, E. Malcolm. S. Woodward, Paul Worsfold, 芳村毅, Agnès Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2010)

2008 Inter-laboratory Comparison Study of a Reference Material for Nutrients in Seawater (青山道夫, Carol Anstey, Janet Barwell-Clarke, François Baurand, Susan Becker, Marguerite Blum, Stephen C. Coverly, Edward Czobik, Florence D'

amico, Ingela Dahllöf, Minhan Dai, Judy Dobson, Magali Duval, Clemens Engelke, Gwo-Ching Gong, Olivier Grosso, 平山篤史, 井上博敬, 石田雄三, David J. Hydes, 葛西広海, Roger Kerouel, Marc Knockaert, Nurit Kress, Katherine A. Krogslund, 熊谷正光, Sophie C. Leterme, Claire Mahaffey, 光田均, Pascal Morin, Thierry Moutin, Dominique Munaron, 村田昌彦, Günther Nausch, 小川浩史, Jan van Ooijen, Jianming Pan, Georges Paradis, Chris Payne, Olivier Pierre-Duplessix, Gary Prove, Patrick Raimbault, Malcolm Rose, 齊藤一浩, 斉藤宏明, 佐藤憲一郎, Cristopher Schmidt, Monika Schütt, Theresa M. Shammon, Solveig Olafsdottir, Jun Sun, Toste Tanhua, Sieglinde Weigelt-Krenz, Linda White, E. Malcolm. S. Woodward, Paul Worsfold, 芳村毅, Agnès Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2010)

気 象 研 究 所

1946年(昭和21)年 設立

所 長:佐藤信夫

予	報	ł	研	2	充	部	部	長	:	理悼	尃	露	木		義
気	候		研	2	究	部	部	長	:	理悼	尃	鬼	頭	昭	雄
台	風	N.	研	2	究	部	部	長	:	理悼	尃	上	野		充
物	理	気	象	研	究	部	部	長	:			平		隆	介
環	境 •	応	用 気	象	研究	部	部	長	:	理悼	尃	Щ	崎	信	雄
気	象衛星	• 観	1測シン	ステ	ム研究	宅部	部	長	:	理悼	尃	石	原	Æ	仁
地	震	火	Щ	研	究	部	部	長	:	理悼	尃	吉	Ш	澄	夫
海	洋		研	2	充	部	部	長	:	理悼	尃	石	崎		廣
地	球	化	学	研	究	部	部	長	:			佐	藤	信	夫

気象研究所技術報告

編集委員長:吉川澄夫

編集委員	:	原		昌	弘	黒	田	友		杓	ŀ	田	昭	彦
		萩野	谷	成	徳	直	江	寛	明	永	(井	智	広
		林		車	<u></u> 王	松	本	毦	公公		澤	1	庸	介
事務局	:	西省	宮	隆	仁	渡	辺	武	[1]					

気象研究所技術報告は、1978年(昭和53)年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、 気象研究所の研究計画に基づき実施した研究に関する手法、データ、結果等についてのまとめ、または、 すでに公表した研究論文類をとりまとめ総合的報告としたものを掲載する。

本紙に掲載された報告の著作権は気象研究所に帰属する。本紙に掲載された報告を引用する場合は,出所 を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本紙に掲載された報告の全部又は一部を複製,転載,翻 訳,あるいはその他に利用する場合は気象研究所の許諾を得なければならない。個人が研究,学習,教育 に使用する場合は,出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。

気 象 研	究 所 技 第	術報告 ISSN 0386-4049 61 号
	平成 22	2年3月 発行
編 集 兼 発 行 者	気 象	研究所
	〒305-0052	茨城県つくば市長峰 1 - 1 TEL(029)853-8535
印刷者	株式会社デ 〒300-3262	ジタル印刷 茨城県つくば市蓮沼1322-1