

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(大阪管区气象台)

(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、“淀川チャンネル”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气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

ことが報告されている(加藤・瀬古、2005)。

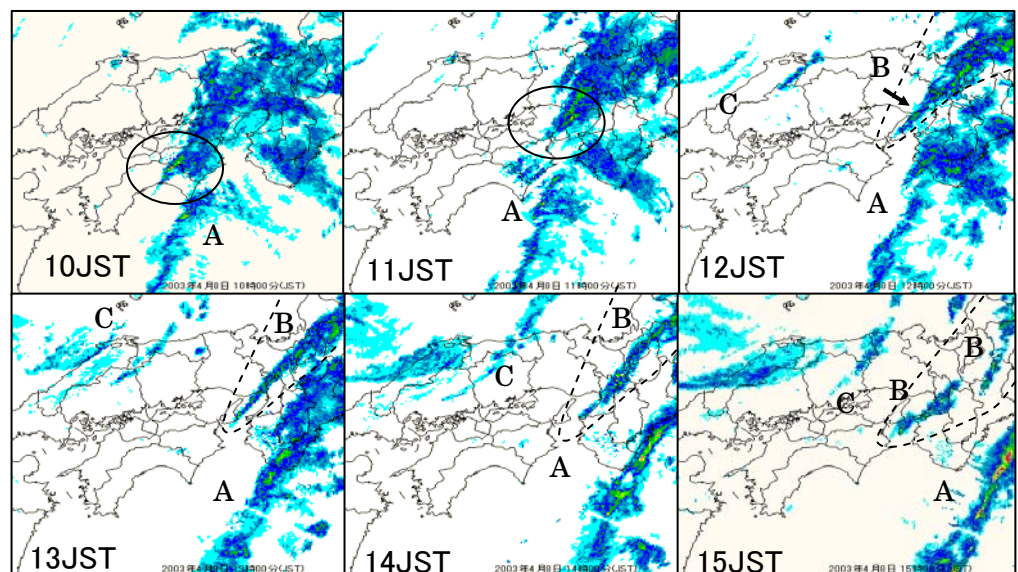
このように線状降水帯については、数値モデルの出力を用いて詳しい報告がなされているが、大阪湾から淀川沿いにのびる線状降水帯については、数値モデルを用いた解析例は少なく、降水帯の気流構造や維持機構、豪雨等の災害に関連する移動速度や対流の強化の要因について、必ずしも良く分かっていない。

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



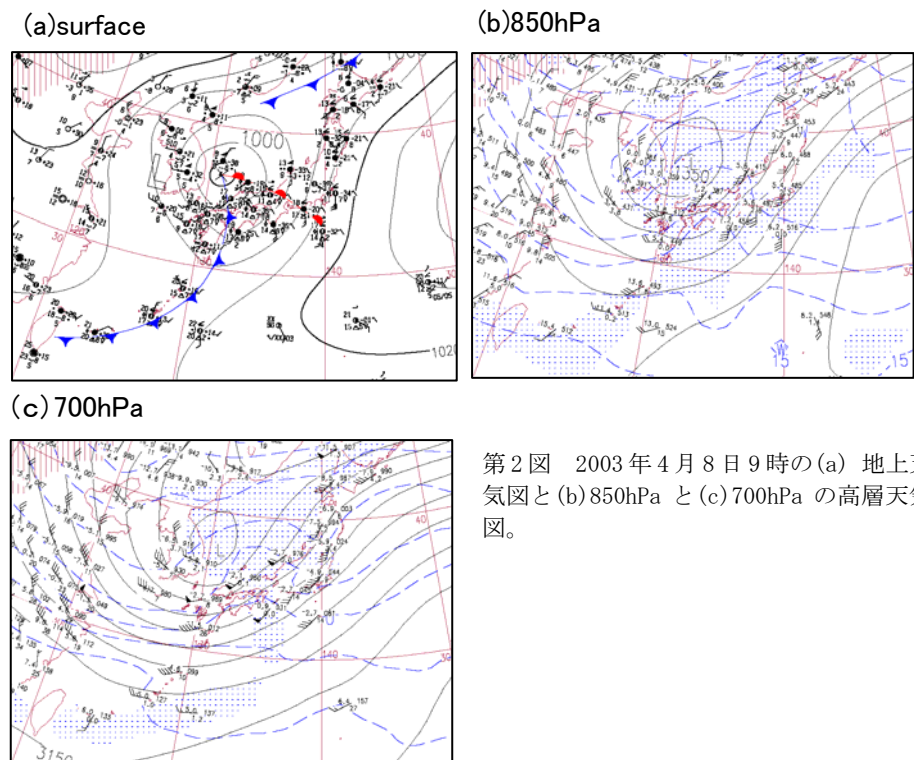
第1図 監視レーダーで観測した 2003 年 4 月 8 日 10 時から 15 時までの降水域の時間変化。

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

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



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。

渦・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

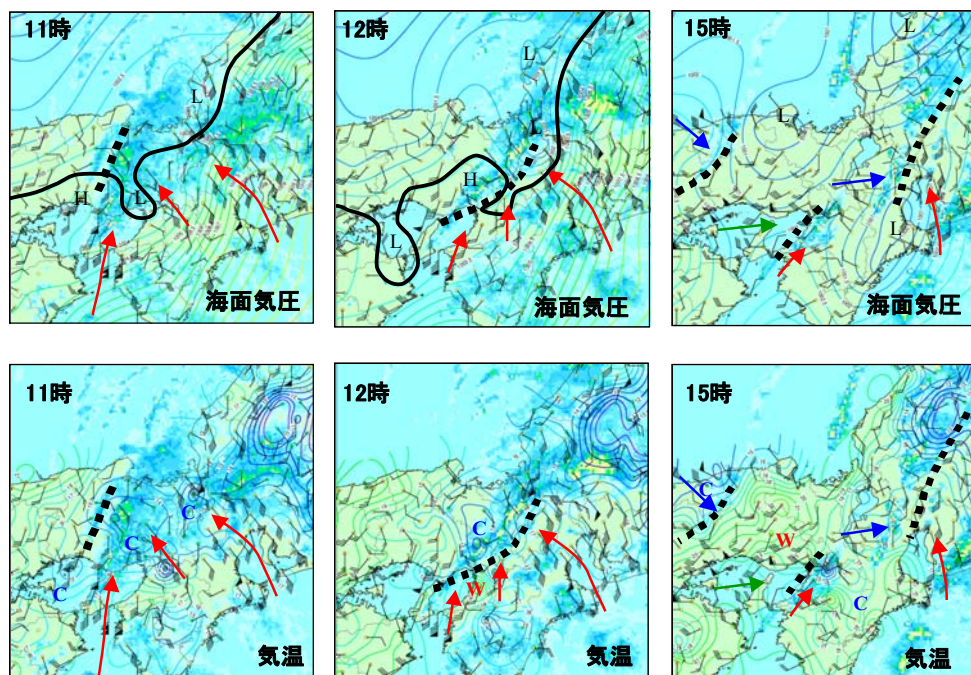
(2.3.1) 降水域 A や線状降水帯 B 付近の気圧や気温分布

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、低压部が降水帯 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压部、降水域にあたる大阪府北部では高压部であった。降水帯の東側の低压部は、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、地表付近の冷氣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、この低压部に吹き込んでい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压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時をしてみる。11時には、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つて、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。

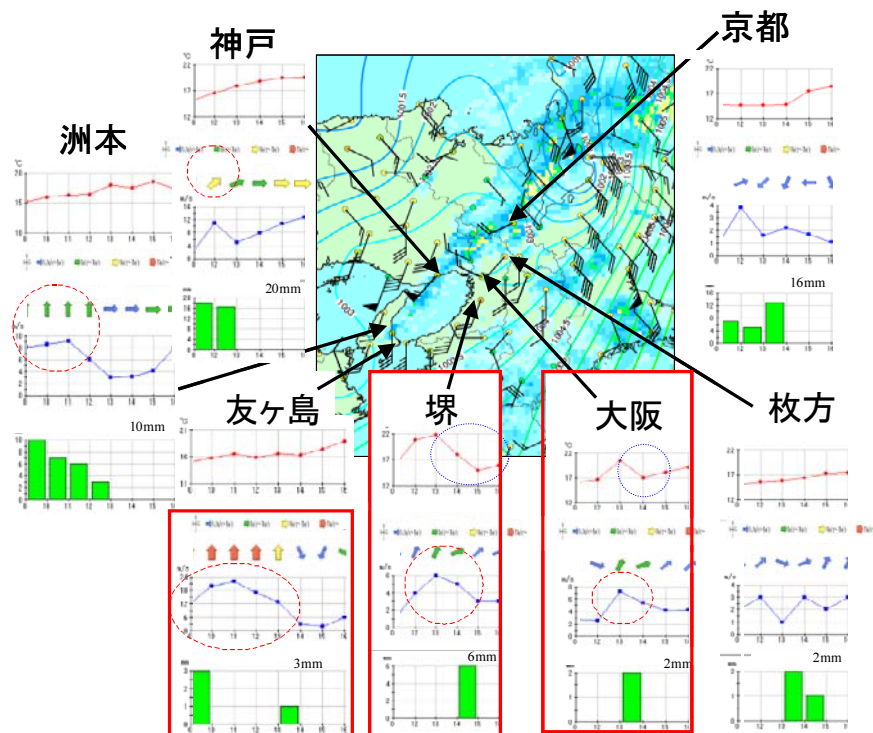
(2.3.2) 降水域 A や線状降水帯 B の通過に伴う風速や気温の変化

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

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ヶ島に比べ、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と比較すると、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 分に西風になるまで、南西風が持続していた。これらの南西風



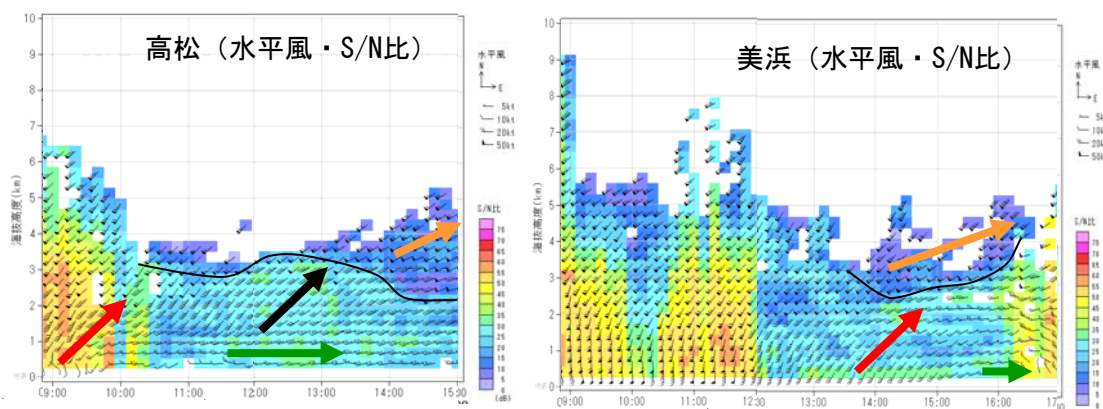
第 4 図 アメダスで観測した 2003 年 4 月 8 日 12 時から 16 時までの水平風と気温の時間変化。中央の平面図は 15 時の海面気圧と気温分布。

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。

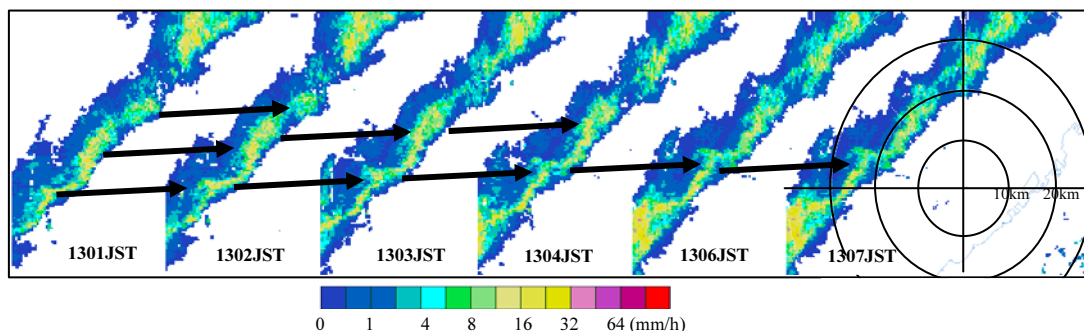
最後に、関西国際空港と大阪国際空港に設置されたドップラーレーダーのデータを用いて、線状降水帯 **B** 内の強い対流域の位置や動き、動径風からデュアル解析で得た水平風分布について述べる。関西国際空港のレーダーで観測された約 1 分毎の

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 時に西風が西側から侵入し始め、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、

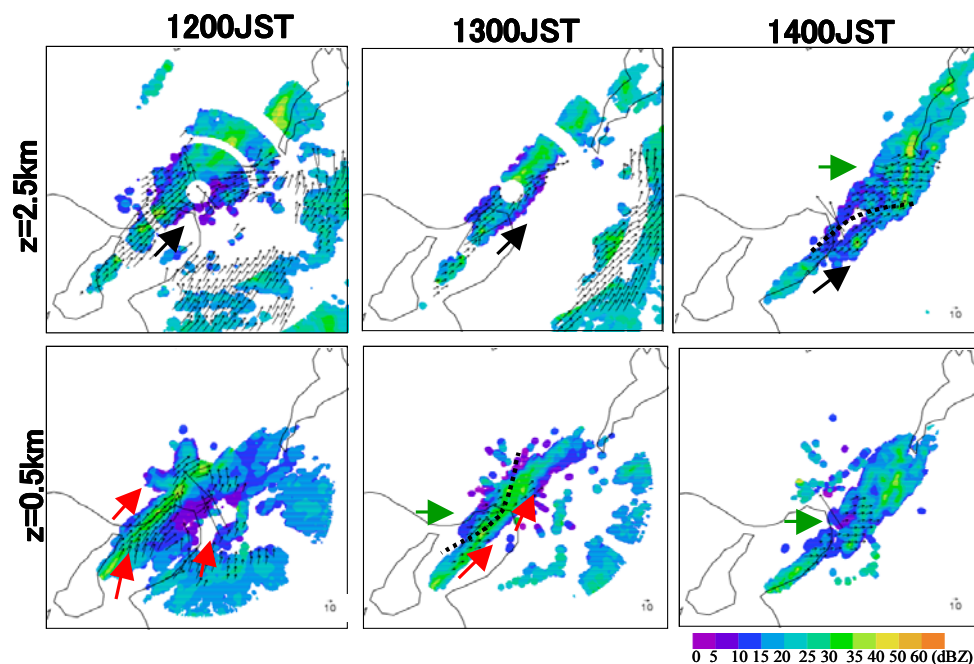


第 5 図 2003 年 4 月 8 日に高松と美浜のウィンドプロファイラで観測された水平風と S/N 比の時系列。



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。

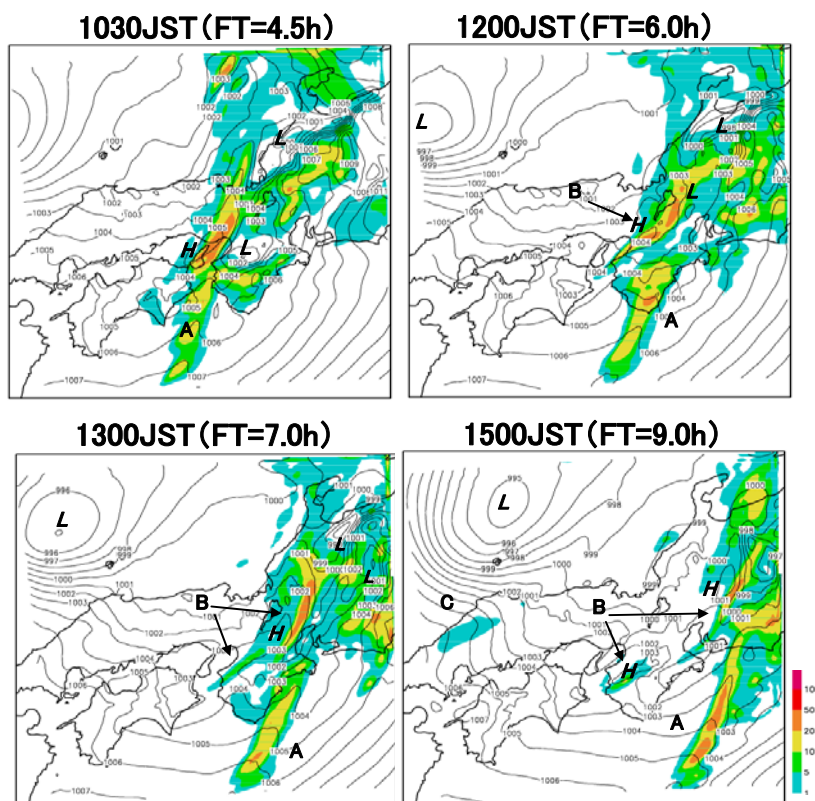


第7図 2003年4月8日12時から14時までの関西国際空港レーダーと大阪国際空港レーダーの動径風から求めた水平風と関西国際空港レーダーで観測した反射強度分布。

(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压部になっていて、その東側には低压部を伴っていた。この低压部によって、南からの気流が強



第8図 5km-NHM で再現した降水域と地上気圧分布。

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

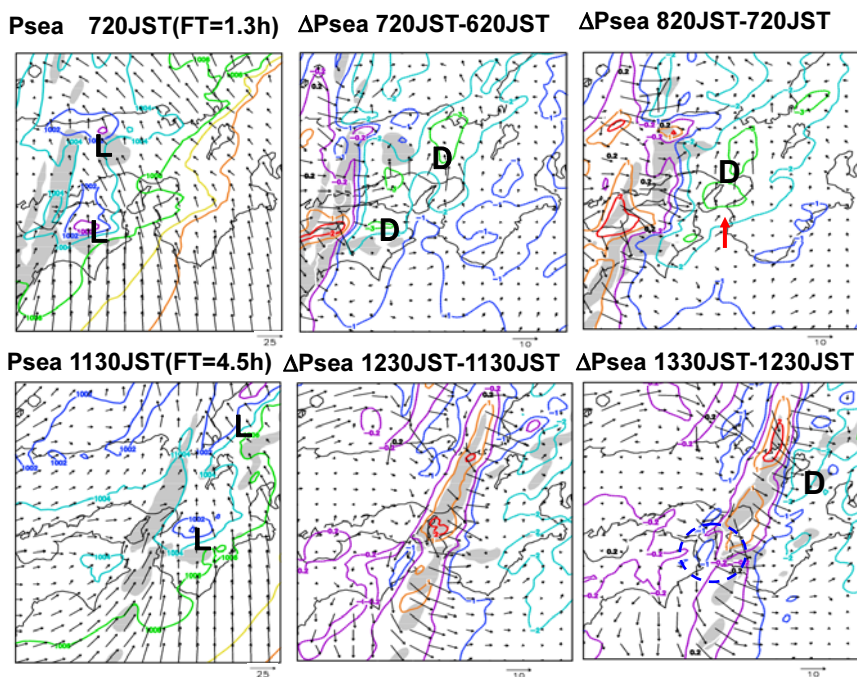
観測データで得られた情報のみでは、たとえば、高度700hPa付近の乾燥気塊と線状降水帯の発達や減衰の関係など、維持機構の解明には不十分であった。ここでは、数値モデルを用いて再現実験を行い、線状降水帯の構造や維持機構を調べた。本研究では、気象庁非静力学モデルを用い、寒冷前線を含む領域の格子間隔5kmの実験(5km-NHM)と、線状降水帯をより詳細に再現するために格子間隔2km(2km-NHM)の2つの実験を行なった。水平格子数は、5km-NHMの格子数は122×122、2km-NHMは201×201とし、鉛直層数は両格子間隔で共通の40層、最下層の層の厚さは20mで、高度とともに厚くなるようにし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

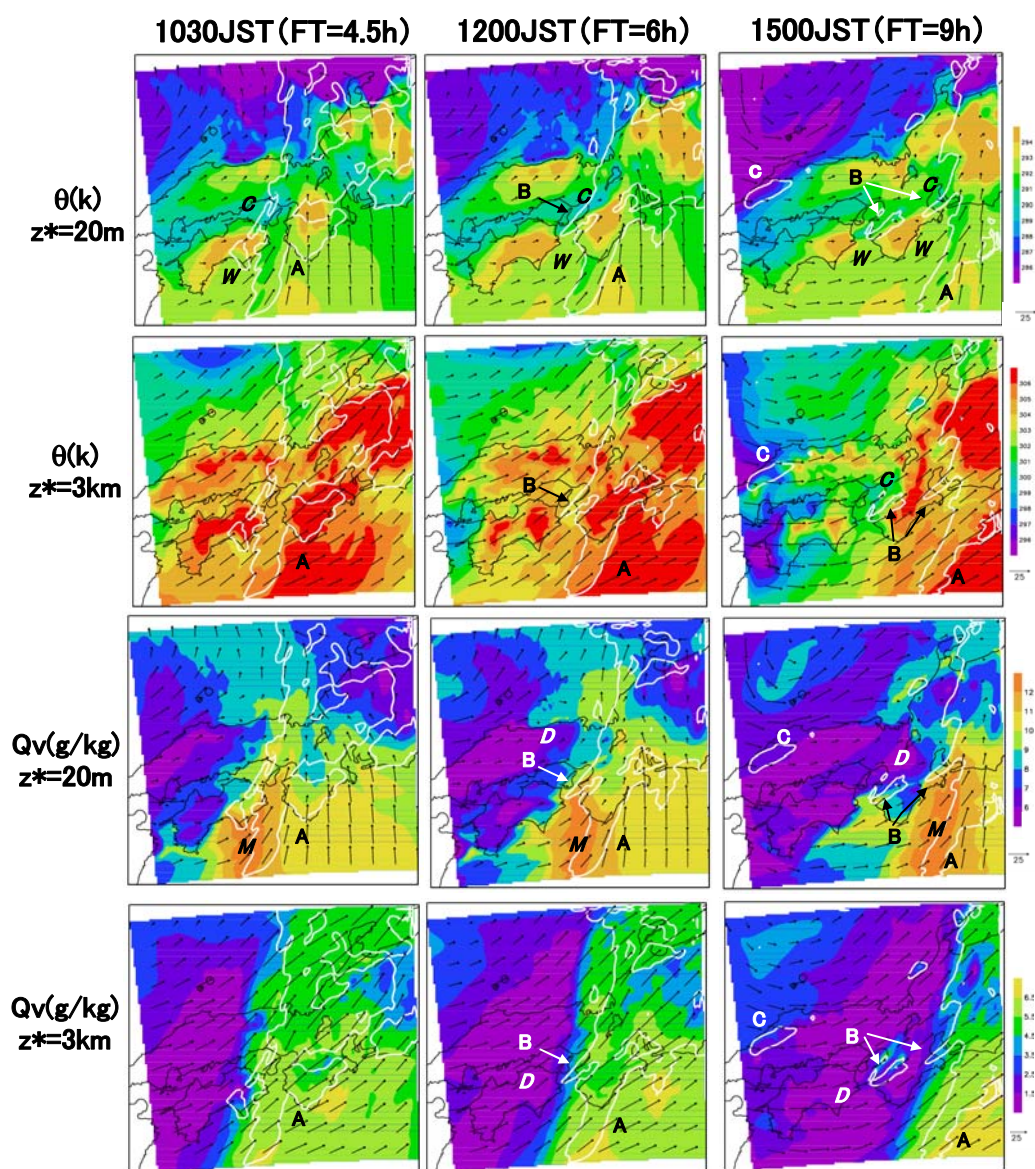


第9図 5km-NHMで再現した7時20分と11時30分の気圧分布と水平分布。その時刻前後の1時間の気圧と水平風変化。灰色域は、変化を求めた終わり時刻の降水分布。

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。

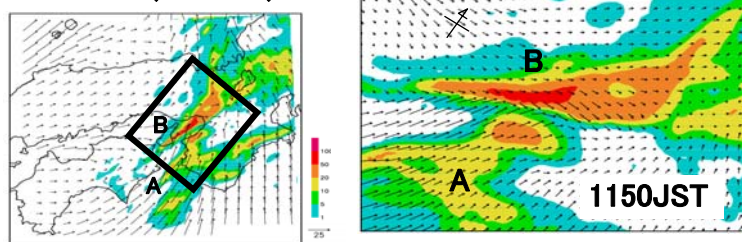
第9図は、降水帯 **A** が近畿地方を通過する前の7時20分と、線状降水帯 **B** を形成して近畿地方を

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。

大きさを見てみると、6 時 20 分から 7 時 2 分までの変化は、降水域 **A** で気圧が高まり、その東側の降水帯に沿って気圧が下がっていた。四国山地の北側は、先述のように地形の影響も寄与して気圧の変化が大きくなったと考えられる。地形の影響が少ないと思われる岡山県南部や兵庫県でも、四国の東部と同程度に気圧が下降していた。このような気圧の下降は、6 時 20 分から 7 時 20 分だけではなく、1 時間後の 8 時 20 分までの変化でも、地形の影響の少ない大阪湾や兵庫県で気圧の下降が見えている。このことから、地形よりも対流の影響がより明瞭であったという観測から得た特徴が再現できていたと言える。水平風の時間変化を見ると、これらの気圧の降下域に向かうように水平風が強められ、特に 8 時 20 分の大阪湾や兵庫県での南風成分の強化が顕著であった。一方、降水帯 **B** が形成されつつある 11 時 30 分では、降水域 **A** の通過によって南風が南西風や西風に変わることに伴い、降水域 **A** 内で南風成分が弱められように変化していた。線状降水帯 **B** 付近に注目すると、線状降水帯 **B** が形成される 12 時 30 分から 13 時 30 分の期間でも、第 9 図に青丸で示したように、降水域 **A** の西側の南西風域では南風成分が弱まっていた、線状降水帯 **B** の形成にあわせて南西風が

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**

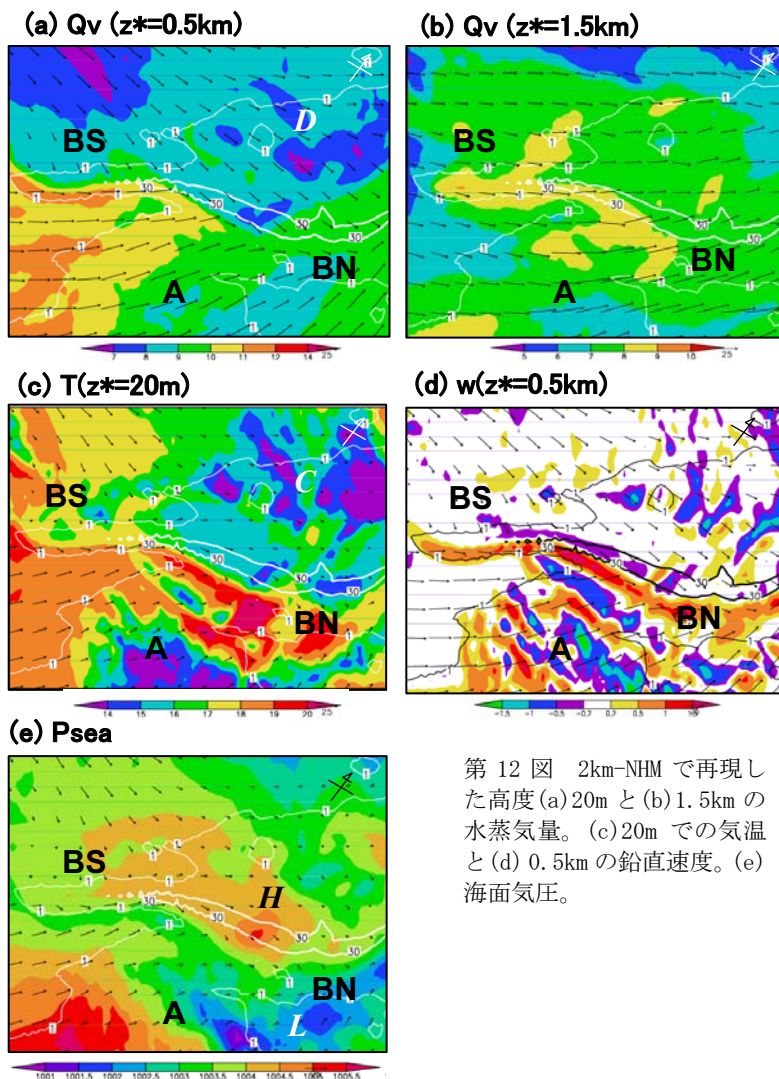
の西側では 12g/kg 以上に湿っていた。降水域 **A** 周辺の気流は、降水域の東側で南風、西側では南西風になっていて、それらが収束するところで、降水域 **A** が形成されていた。この 10 時 30 分と 12 時の降水帯 **B** に注目すると、線状降水帯 **B** は、降水域 **A** の西側にある南西風の領域の北縁に沿って形成されていた。降水域 **A** の西側にある南西風は暖かくて水蒸気量も多く、この気塊が線状降水帯 **B** に供給されていたことが分かる。線状降水帯 **B** が千切れた 15 時になると、温位については、降水帯 **B** が高い領域の北縁に沿っているが、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

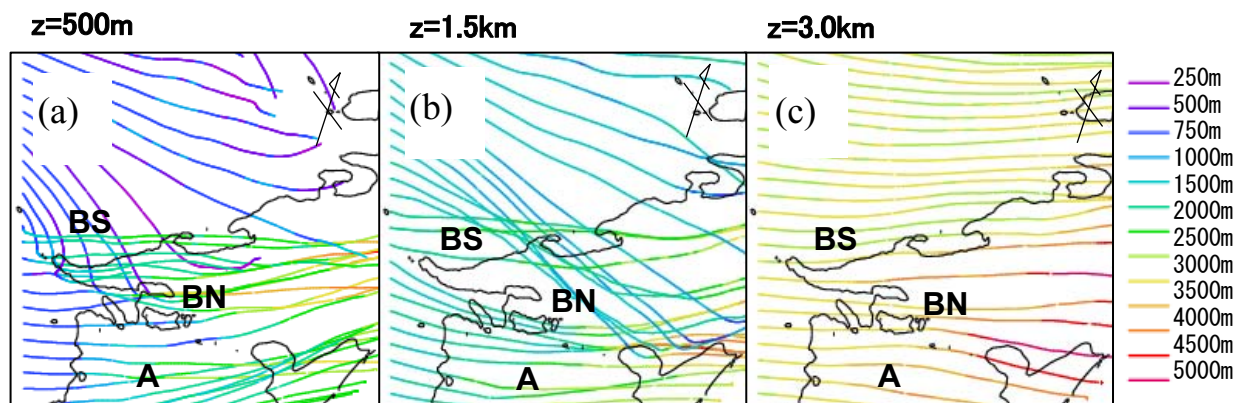
(3.3.1) 降水域の時間変化の特徴

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については、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



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** が区別できなくなった。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。

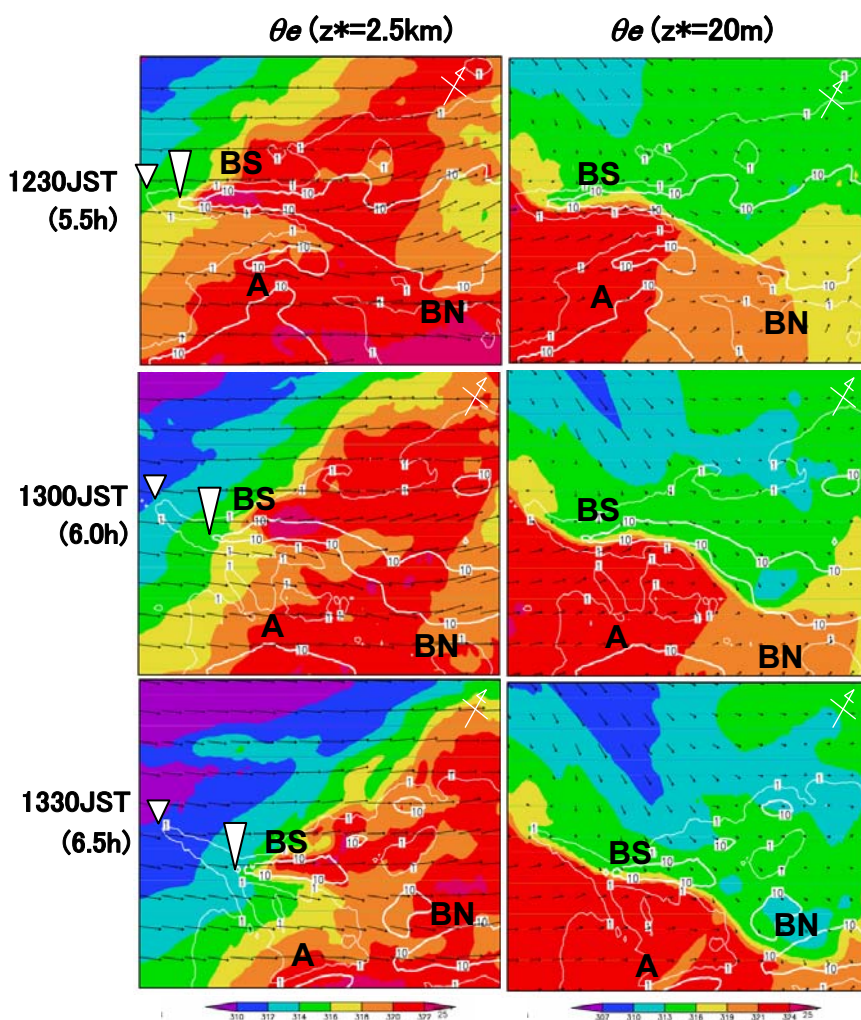
(3.3.2) 線状降水帯の構造

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

じ方向の南西風になっていた。

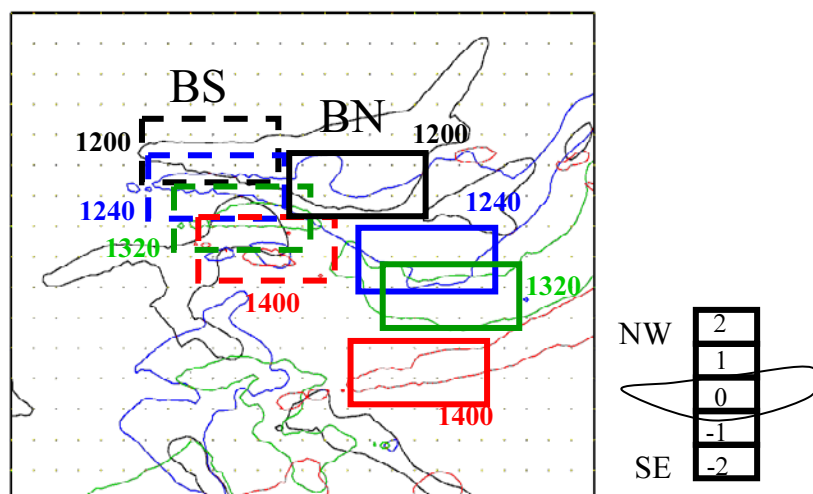
降水域 **A** や線状降水帯 **B** 周辺の気流を流跡線解析で見てみると、高度 500m の **BS** の南東側にある南西風の気流は、線状降水帯 **B** に入り、そこで上昇して、北東に移動していた(第 13 図)。先端部分付近では西側からも気流が入り、線状降水帯の南東縁まで移動し、そこで南西側からの気流と収束して上昇していた。高度 1.5km からの流跡線では、線状降水帯 **B** の北東部分には、西側から西風が入り、降水帯の南東縁まで移動して、そこで上昇していた。南部分からの気流は、線状降水帯 **B** に貫入することなく **BS** の前で分流し、降水域 **A** 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



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

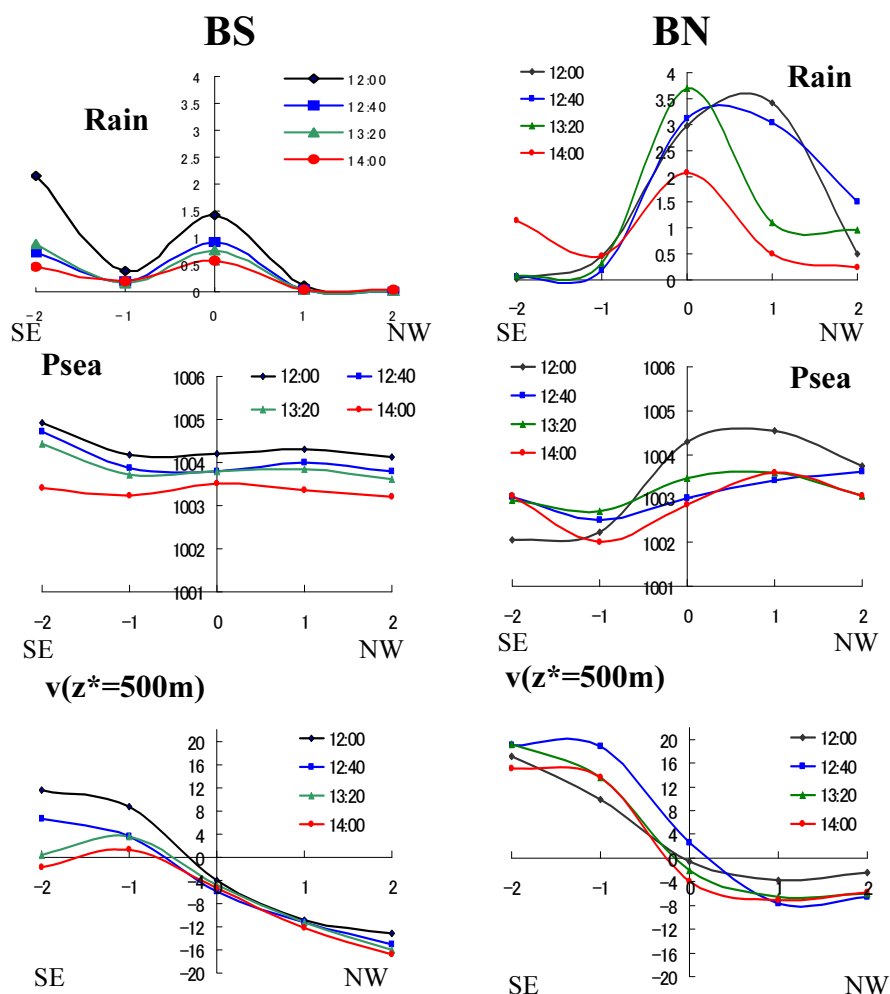
なつたと考えられる。



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。

(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る、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 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。

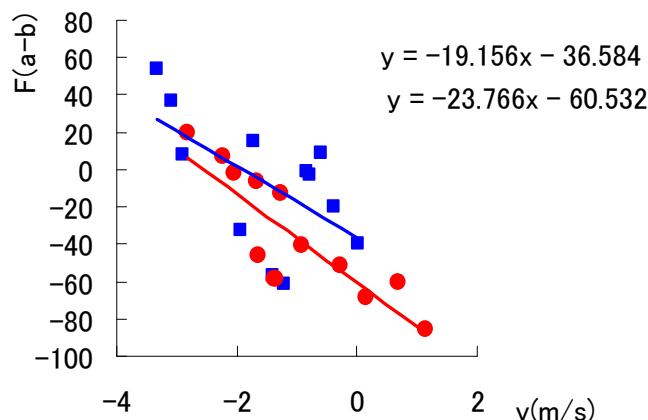
その領域が次第に北東に広がっていった。水平風の強さは、次第に弱まっているものの、先端部分近くの 12 時 30 分と 13 時 00 分の水平風に大きな違いはなかった。このことから、この事例では、降水帯の衰弱に伴う時間変化は、下層の変化よりも高度 2.5km との対応が良く、第 10 図で示したように、高度 2-3km の乾燥した気塊が衰弱を促したと考えられる。

(3.4) 数値モデルと用いた移動の考察

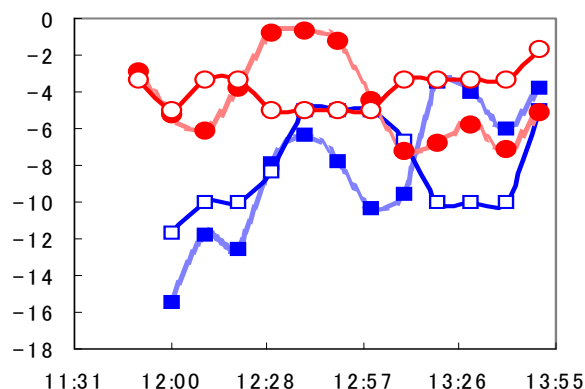
第 11 図で見たように、線状降水帯 **B** の北東部分 **BN** は、南西部分 **BS** に比べて速く東に移動していた。停滞して豪雨を引き起こすことが多い線状降水帯について、観測しやすい地上の変数から移動の要因が得られれば、防災上、とても有効である。そこで、移動速度の違いの要因を調べるために、2km-NHM の出力を用いて、次のような考察を行なった。

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。

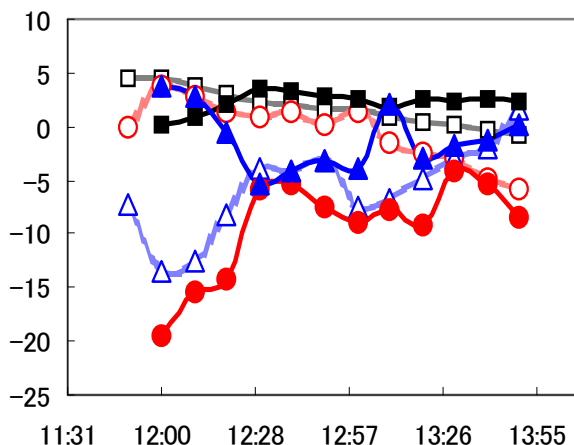
これらの情報を用いて、線状降水帯の移動速度を考察する。ここでは、降水帯の移動速度 (V) と一緒に移動する y 方向（南東—北西方向）の運動方程式を用い、 v が時間的にゆっくりと変化していると仮定して、 v の時間変化を



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:仮定) …(1)

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。

$$\int_0^1 F_y dy = \frac{1}{2} v^2 \Big|_0^1 - V v \Big|_0^1 + \frac{1}{\rho} p \Big|_0^1 \quad \dots(2)$$

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。

$$V = \left(\frac{1}{2} v^2 \Big|_0^1 + \frac{1}{\rho} p \Big|_0^1 - \int_0^1 F_y dy \right) / v \Big|_0^1 \quad \dots(3)$$

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)。降水帯の形状を、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。

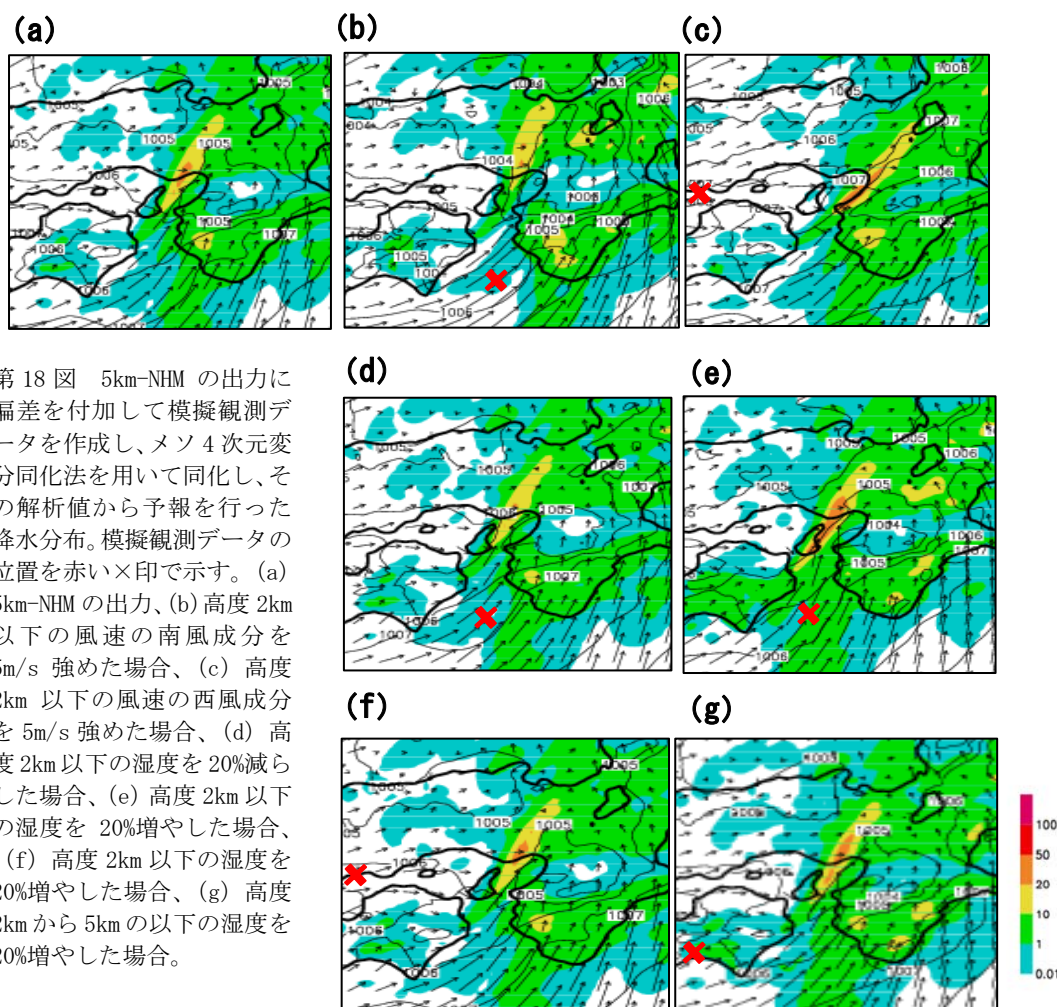
さらに、緯度方向に地形をずらせて実験をしたところ、地形を北に一度ずらせた $xlat=33^\circ$ では、FT=540min には強い降水帯は形成されず、FT=720min に大阪湾付近から北東にのびる弱い降水域が形成された（第 20 図）。南に 2 度ずらした

$xlat=36^\circ$ 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 $xlat=34^\circ$ 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



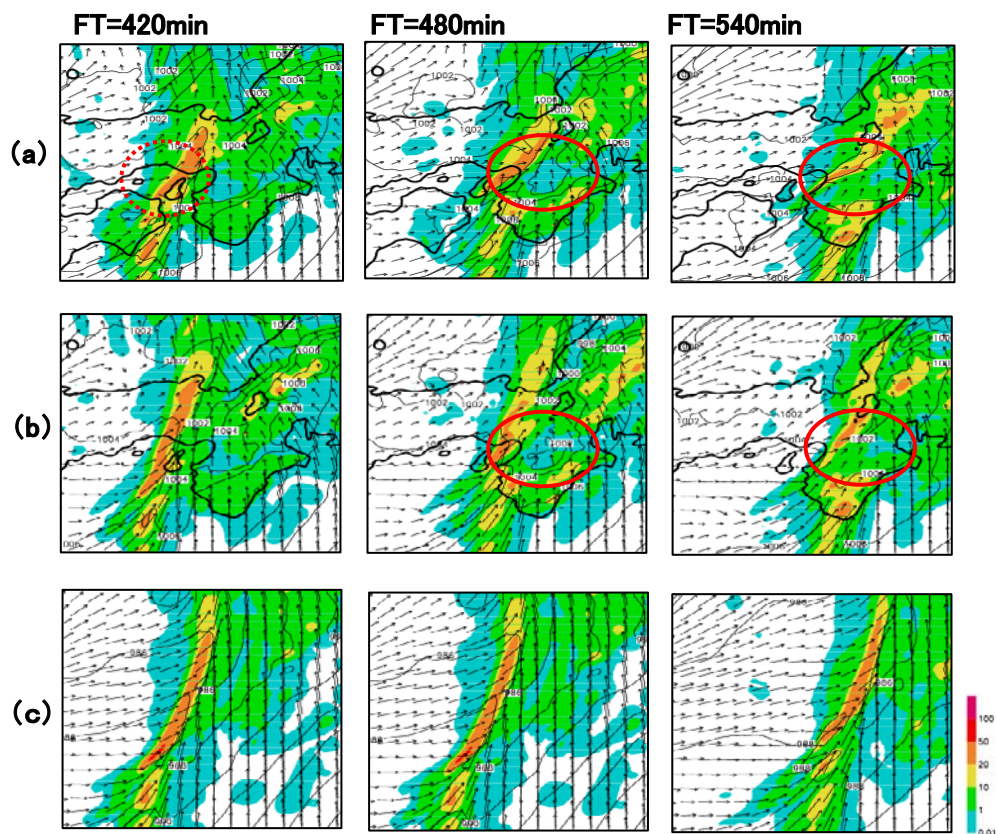
水帯の構造や維持機構、移動速度や強化の要因について、以下のことが分かった。

- (1) 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



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。

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「かさねる3D」を使用しました。気象大学の金久

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.

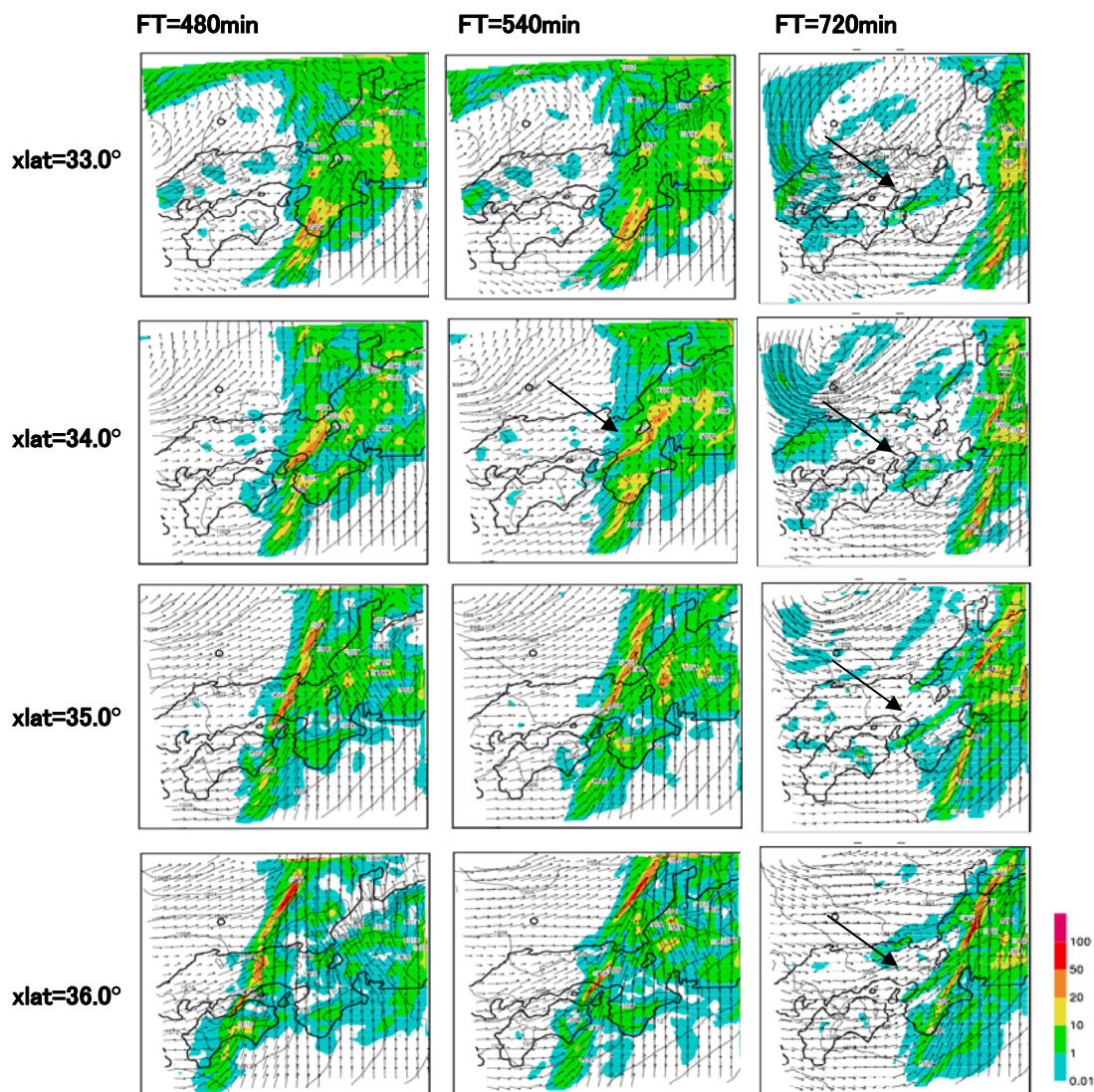
Kato T. and K. Aranami, 2005: Formation factors

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。

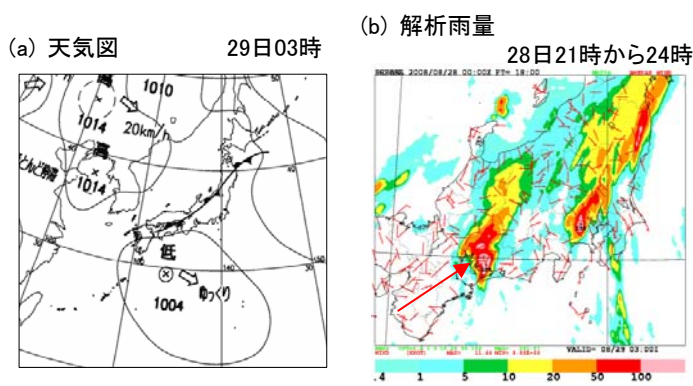
3.2 アンサンブル予報を用いた線状降水帯の再現実験

瀬古 弘(気象研究所)・三好 建正(メリーランド大学)

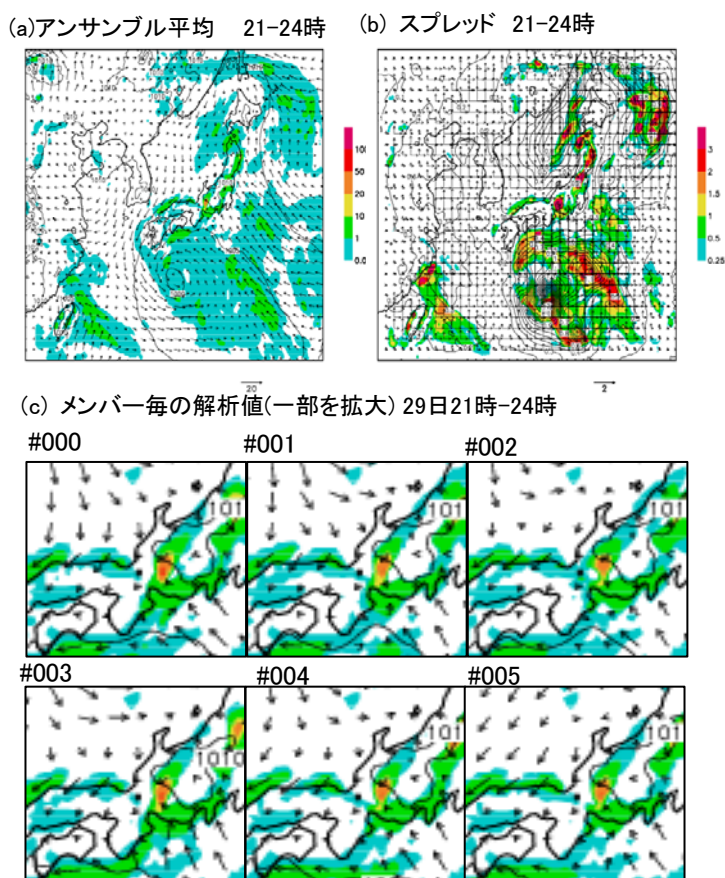
(1) はじめに

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、神戸の雷雨についておこなった。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



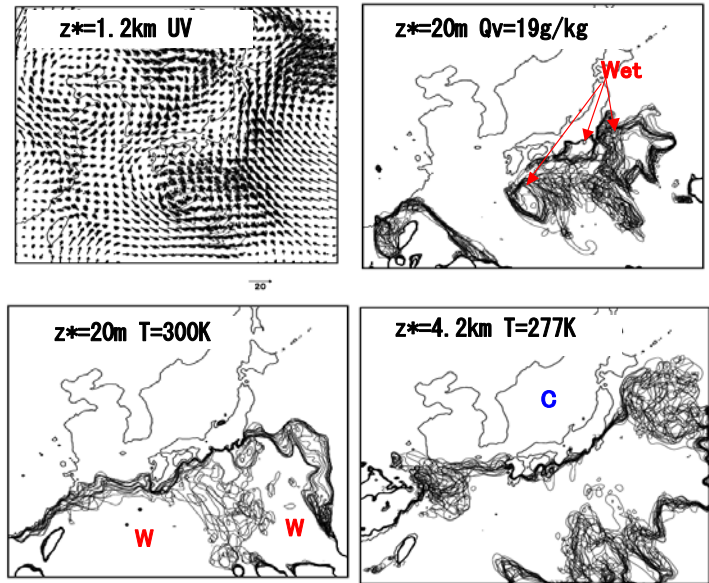
第1図. (a)2008年8月29日3時の地上天気図と(b)同時刻の解析雨量と地上風分布



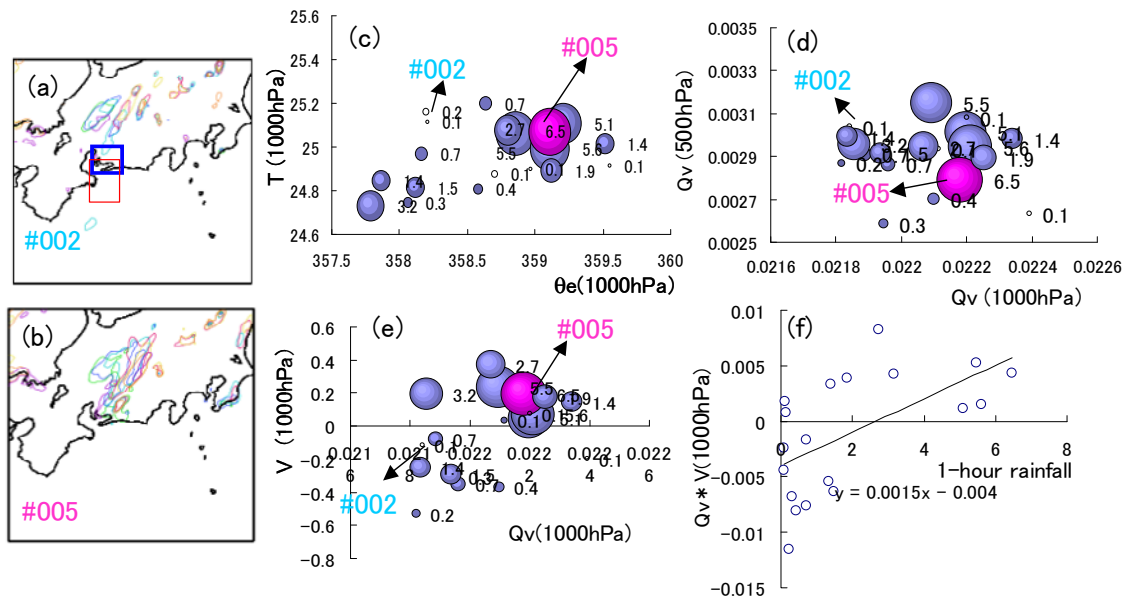
第2図 28日24時の(a)アンサンブル平均と(b)スプレッド。(c)メンバー毎の解析の豪雨付近の拡大図。20メンバーのうち、#000から#005まで示している。

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

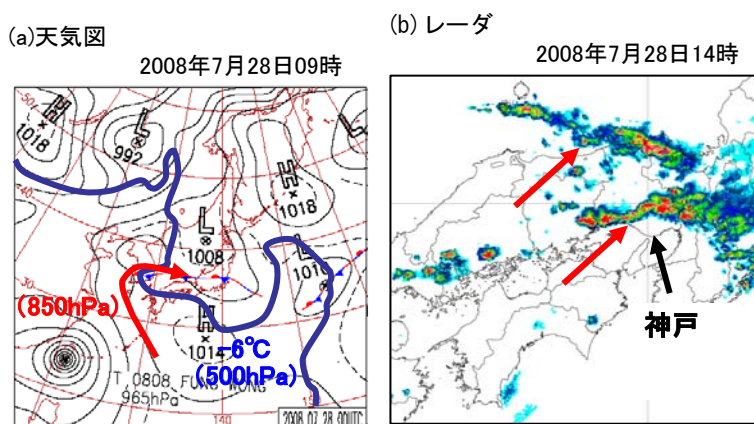
九州の南にある低気圧と日本の東の高気圧により、関東地方から西日本の太平洋側にかけて、南から暖かく湿った空気が、本州に停滞していた前線に流れ込み、東北地方から東海地方などで、南北にのびる降水帯が形成され、大雨になった(第1図)。岡崎市では、1時間降水量が2008年8月29日02時に146.5mmに達し、住宅の浸水等の被害が発生した。

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。

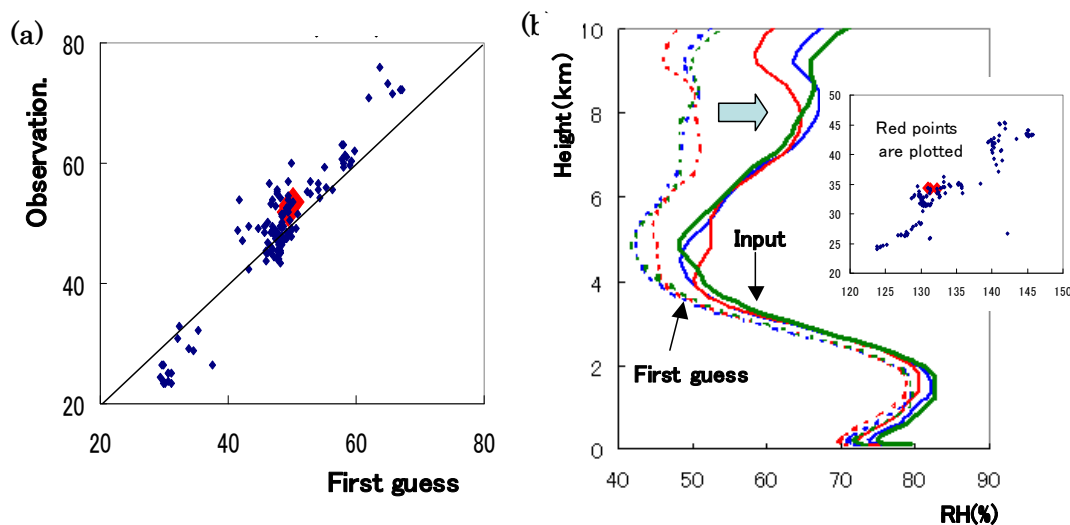
第2図は、この事例について、LETKFを用いて行ったアンサンブル予報の結果である。多くのメンバーで、岡崎付近に強い降水域を再現している(第2図aとc)。また、九州の南にある低気圧、日本の東の高気圧、それらの間の日本に吹き付けている南東風も再現されている(第2図a)。このように高い確率で豪雨が再現されたのは、気象庁現業では、うまく豪雨が再現できなかったものの、アンサンブル平均に置き換えた21時のメソ解析の精度が良かったためと考えられる。次に、アンサンブルスプレッドをみると、豪雨などの強い降水域では、降水強度のばらつきや位置のずれにより、スプレッ

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。

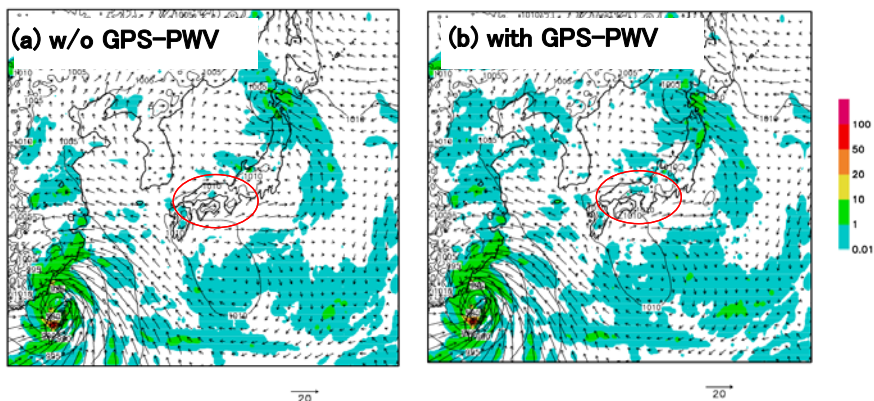
この違いを引き起こした要因は何であろうか？ 本報告では以下の手法を用いて、降水量に違いをもたらした要因を得た。(1)各アンサンブルメンバーについて、岡崎を含む青い四角の領域内の 29 日 08 時における 1 時間降水量の平均を求める。(2)降水量に影響を与えられとされる物理量についても、同様に各メンバーで平均値を得る。この事例では、岡崎の南側の赤い領域の下層の気温、水蒸気量や南北風とした。(3)岡崎での 1 時間降水量と降水に影響を与えられとされる物理量で分散図を描く。もし、降水に影響を及ぼすと考えられる物理量が、実際に大きく影響を与えている場合、分散図では、大きな降水量と小さな降水量の点が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



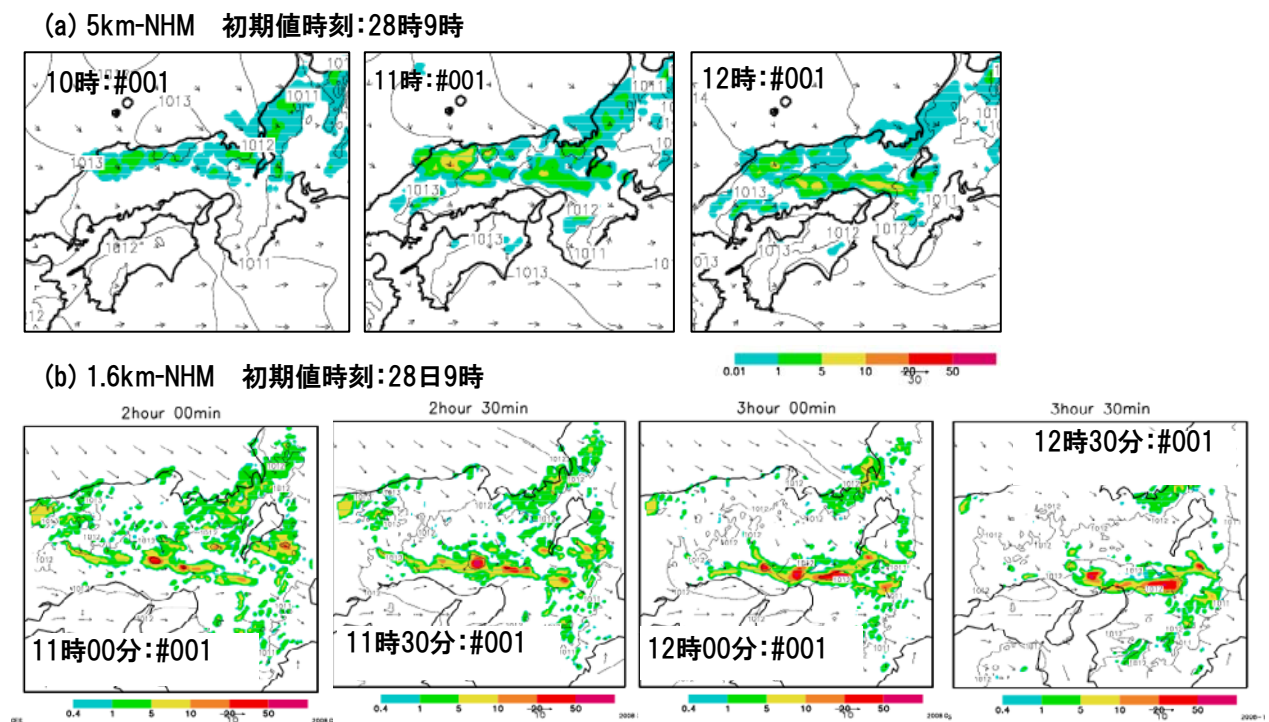
第 7 図 (a)メソ解析と全球解析で用いたデータを同化したアンサンブル平均。(b)さらに GPS 可降水量を同化したアンサンブル平均。

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 $\pm 50\text{m}$ 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 $\pm 100\text{km}$ 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。メソ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がっている(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



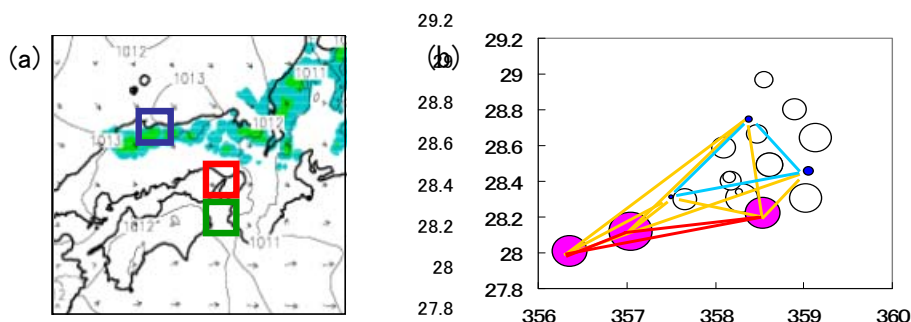
第8図 格子間隔(a)5km と(b)1.6km の非静力学モデルを用いたダウンスケール実験の結果。(b)は、10 分間降水量を6 倍して1 時間降水量に換算した分布である。

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。

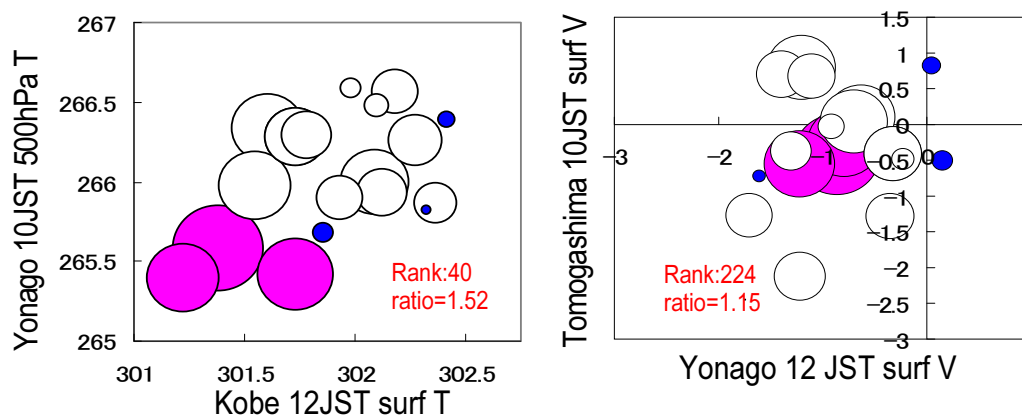
次に、雷雨の大雨を引き起こした要因を、岡崎豪雨と同じ手法を用い、ただし、実際の観測値のある地点のデータを使うようにして調べた。具体的には、神戸(第9図の赤い四角域)の他に、米子(第9図の青い四角域)と友ヶ島(第9図の緑の四角域)の地上と高層観測のデータを用いた。友ヶ島を用いたのは、大阪平野で淀川チャネル等の降水系が発達すると、南からの気流の風速が大きくなることが知られているためである。強い降水と弱い降水の分離度を以下の

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や、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求めてみる。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位と小さな3位の間の距離を、大きな3位内と小さな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(大阪管区气象台)

(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。

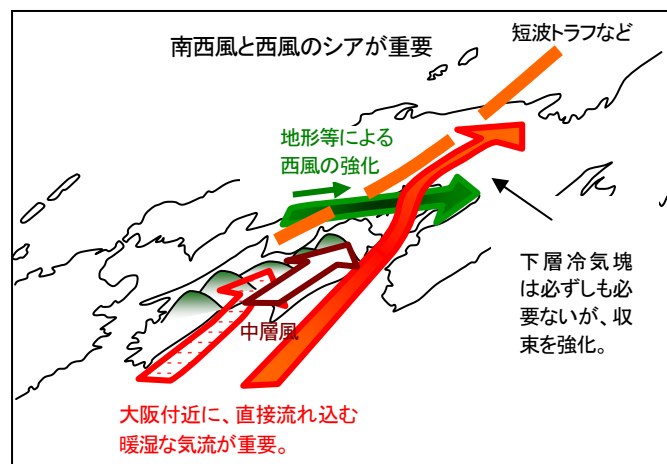
(2.1.2) 発生・発達の要因

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

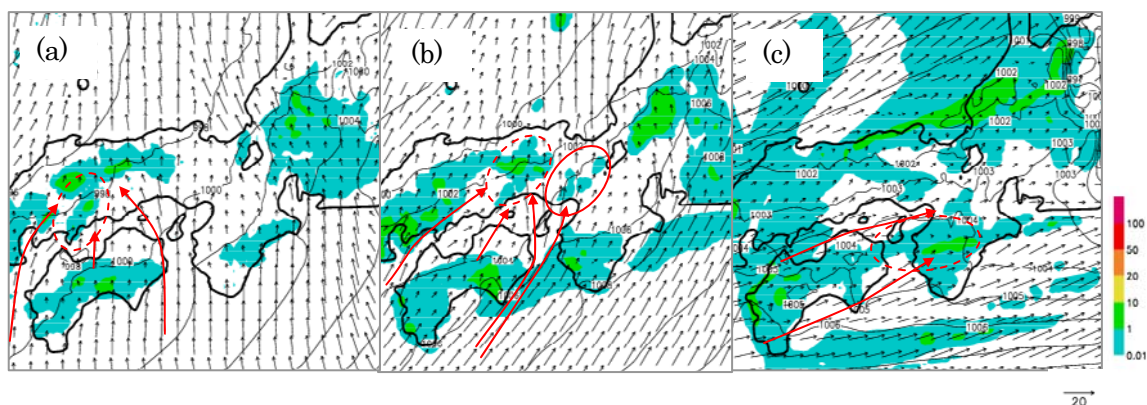
降水帯の形成要因であり、紀伊水道から直接流れ込む暖湿な気流が、それらを顕在化させて、傾圧帯やシアに沿って上昇することにより、線状降水帯が形成されたとしている(第1図)。2003年4月8日の線状降水帯でも、瀬戸内海からの西風に、紀伊水道を通過する南からの暖湿な気流が収束して上昇することにより、線状降水帯が発達していた。しかし、線状降水帯は、寒冷前線から分かれて見えるようになってから、紀伊水道を通過する南からの暖湿な気流はゆっくりと弱まり、2004年5月13日の事例のように強まることがなかった。2003年4月8日の線状降水帯では、第3.1章で述べたように、中層の乾燥気塊の侵入が降水帯の衰弱の大きな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、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

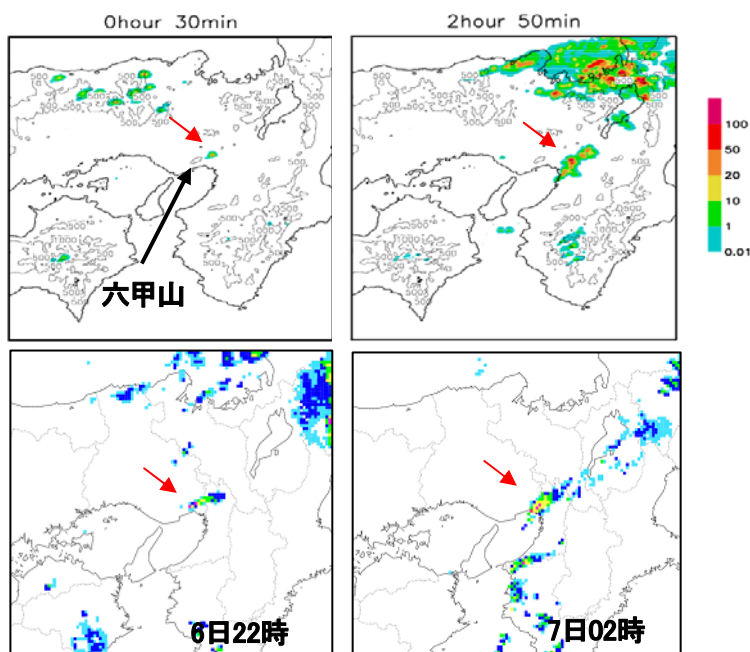


第1図 近畿地方中部の線状降水帯の模式図。第2.1章の報告から作成。



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と、計算領域に与えた実験結果。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注目すべき情報の一つに挙げられる。降水量に関する情報としては、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と計算領域全体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。線状降水帯は一樣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

例の成層では、地形の影響だけでは、強い降水帯を発達させるには不十分であることを示している。

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、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“伊丹豪雨”は南

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つため、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。

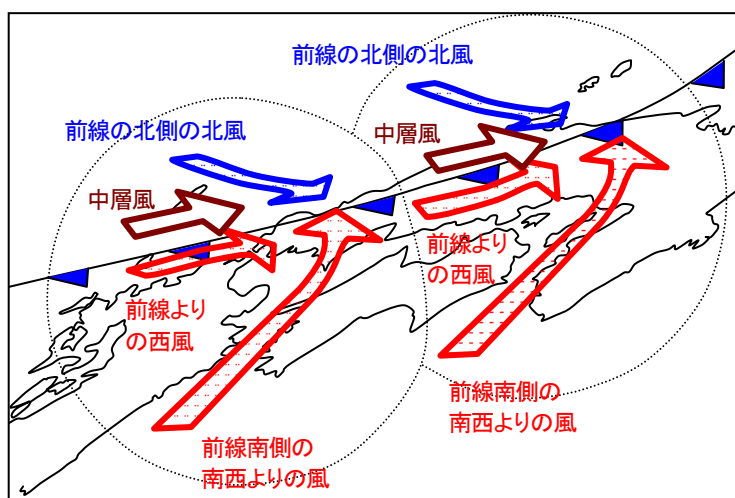
(3) その他の地域で発達する線状降水帯の考察

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。発生した事例について



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。今後の地方共同研究では、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.

分類	章	担当官署	発達した年月日	発達場所	発達場所の要因	発達要因
近畿地方 中部の 線状降水帯	2.1.1	大阪	2004年5月13日	大阪平野	・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。	・短波トラフに伴う前線位相の形成。 ・地形のコントラスト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	奈良	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。	・西風と南西風のシニアが重要。西風形成にはメノ低気圧や地形が西風の強化に寄与。 ・シニアの厚さが降水強度と関係している。 ・冷氣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。 ・メノ擾乱は解析されず、冷氣層は明瞭でない。 ・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。
日本海側 から南下する 線状降水帯	2.2.1	松江	2007年3月31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・松江・気象研		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	舞鶴・神戸	2008年7月28日	京都府北部	・顕著な冷氣外流出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 ・冷氣外流出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
上記以外の 線状降水帯	2.3.1	和歌山	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持続。	・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、それに引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、線状降水帯を発生・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。
その他の 降水帯や 降水系	2.4.1	鳥取	2007年8月22日	鳥取県東部	・暖湿気が、北西の風により海上から流入し、先行する降雨による冷氣外流出と収束する。	・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、線状降水帯の冷氣外流出と収束し、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氣外流出と思われる風と、陸地の昇温による大阪湾からの南西風が収束	・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。
近畿地方中部の 線状降水帯	3.1	気象研	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。
その他の 降水帯や 降水系	3.2		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）

