

2.3 京都府南部における大雨発生の必要条件の抽出・妥当性の確認と十分条件の抽出

京都地方気象台

要 旨

2006～2012年の6～8月のメソ解析データを用いて、京都府南部の大雨発生の必要条件について統計調査を行い、500m高度面の相当温位や500hPa面の気温などの要素を抽出し、下層暖湿気の流入や安定度に関する必要条件の閾値を整理した。また、六甲山の南側斜面による強制上昇と大気中層に存在したシアーラインを主要因とする上昇流がカップリングし、深い対流を形成したことから、これらを十分条件に挙げた。さらに、六甲山を起源とする線状降水帯の形成に関わる要素として、鉛直シアアの閾値を示すことができた。

1. はじめに

現業での利活用を念頭に、京都府南部での大雨発生の必要条件と十分条件の調査を行った。調査期間は、2006～2012年の6～8月で、熱雷、台風を除く大雨事例を対象に、3時間毎のメソ解析データを用いた統計解析を行い、必要条件を抽出した。また、大雨事例の解析や気象庁非静力学モデル(JMA-NHM)を用いた再現実験を行い、大雨発生の十分条件を考察した。

2. 2010年7月14日の事例解析

2.1 総観場

第1図に大雨発生時の地上天気図を示す。日本海に梅雨前線があって、西日本は南西風により暖湿気塊の入りやすい環境場であった。14日21時(日本時間、以下同様)のメソ解析によると、500hPa面のトラフは朝鮮半島にあって、日本上空は南西の風で、九州南部から四国、近畿地方は湿っていた(湿数(以下、TTD)3℃以下)。また、700hPa面(第2図a)では前線に対応したTTDが3℃以下の領域が西日本に広がっていたものの、低気圧性のシアーライン(以下、シアーライン。図中茶色線)後面などはやや乾燥していた。500m高度面(第2図c)では、相当温位(以下、EPT)350K以上の暖湿気が、南南西風で大阪湾に流入していた。

2.2 降水帯の動向

14日18時30分頃から六甲山付近には背の低い積雲が存在しており、弱い降水が観測されていた。19時00分頃、播磨灘から北東進してきた散在的な降水域が次第にまとまりはじめる。この時の降水は、レーダーエコー強度断面図(図略)から解析すると中層からの降雨で浅い対流であったが、19時30分頃になると、前述の背の低い積雲と併合するように、六甲山付近で対流雲が発達し北東方向に進んだ。20時頃になると京都府内に流れこむ対流雲は、さらに発達した積乱雲群となった。10分毎のレーダーエコー強度(第3図)によると、六甲山付近で20時00分(図中①)、20時20分(図中②)、20時50分(図中③)と積乱雲が発生し、発達しながら風下側へ移動し、バックビルディング型の降水メカニズムを形成した。その結果、京都市では1時間約100mmの大雨となった。

2.3 中層のシアーライン

高度3000mのウィンドプロファイラ(第4図)にみられるシアーライン通過後の21時過ぎには、六甲山付近からの積乱雲の発生はなくなり、降水帯は衰弱した。これをEPT断面図(第2図b)で見ると、700hPaシアアの後面には上層から流れ込んだとみられる低EPTの乾燥した空気の侵入があり、降水の発生を抑制したと推測できる。

3. JMA-NHM を用いた再現実験と解析

3.1 実験概要

第2項の事例の降水帯形成のメカニズムを探るため、JMA-NHM を用いて再現実験を行った。14日18時初期値を用いて格子間隔5km(水平格子数150×150, 中心緯度34.4度, 経度135.2度, 予報時間6時間)を実行し, その1時間予報値を初期値として格子間隔2km(水平格子数102×102, 中心緯度34.8度, 経度135.4度, 予報時間5時間)にネスティングしている。降水スキームには, 氷相を含む雲物理過程のみを用いた。

3.2 計算結果の再現性

いくつかの初期値で実行した結果, 線状降水帯を十分に再現できたのは14日18時初期値のものだけであった。実況と比較(図略)すると, 量的には少ないが, 六甲山付近からのびる線状の降水分布については, 再現できたと考えられる。また, 線状降水帯の発生から発達にかけて, 紀伊水道から大阪湾にかけての地上の風や混合比の分布(図略)についても再現できていた。親モデルである14日18時の初期値は, 線状降水帯の発現直前であることから, 実況より1時間程ずれが生じており, また, 親モデル初期値の1時間後からネスティングしたため, モデル内で十分になじんでいない可能性もあるが, 大雨の発生・発達の過程は解析可能であると判断した。

3.3 線状降水帯の生成過程

第5図に1時間降水量の計算結果を示す。淡路島西岸に発生した降水帯が北東方向にのびながら, 六甲山付近で発達し, 線状降水帯を形成している。第6図に降水帯に平行な上昇流の鉛直断面図を示す。FT=00:50に, 高度2000~3000m 面付近に弱い上昇流(図中矢印。以下, 上昇流 α)がある。上昇流 α はFT=01:40には淡路島北西岸に移動し, 雲頂は高度6000mに達するほどに発達している。FT=02:40には, 上昇流 α は六甲山付近に移動し, 地形によるものと推測される下層上昇流とともに高度8000m以上の深い上昇流を形成し, 降水帯は発達した。FT=02:40以降, 中層の上昇流 α とカップリングして発達した対流セルは, その後さらに発達しながら, 風下に移動していった。第7図に, この降水帯に平行な雲水の混合比の鉛直断面図を示す。FT=02:40, 六甲付近で発生した対流雲は, 北東方向に流されていることが分かる。FT=03:00頃からは, 六甲山付近の高度2000~5000mに340K以下の低EPTが流入し対流は抑制されたように見える。その風下側は, 高度4000~6000mの上昇流が顕著で雲頂が高度8000mに達する積乱雲群が北東方向に約30kmのびていた。降水帯の直下では, 弱い下降流は存在するものの, 冷気外出流と判別できるような気温の変化などはみられなかった(図略)。降水帯の衰弱は, 第2.3項で示したシアーライン通過後と同じく, 高度約3000m付近のシアーライン通過後のFT=03:50頃であった(図略)。

3.4 地形の効果と中層の上昇流

中層の上昇流 α の動向と六甲山の地形がどの程度影響していたのかを調べるため, 地形を除去した感度実験を行った(これまでの再現実験を「CTL」, 感度実験を「NTP」という)。

第8図に, 第6図と同一時間, 同一区間のNTPの鉛直断面図を示す。FT=01:40に淡路島付近の高度約4000mに弱い上昇流(図中矢印)が現れ, FT=02:40には0.8m/s以上に強まり, その後北東へ進んでいった。この上昇流は, 淡路島より西側の領域の地形除去の影響によるものと思われる。時間的, 空間的なずれはあるものの, CTLの上昇流 α に対応していると推測される。つまり, 上昇流 α は淡路島などの地形の直接的な影響によるものではなく, 第2.3項で示された中層のシアーラインが主要因と考えられる。

NTPでは中層の上昇流が流れ込んでいるにもかかわらず, 六甲山による下層の地形性上昇流がないため, 深い上昇流を形成していない。つまり, 深い上昇流を形成させた要因として, 六甲山の地形の影響も大きいと考えられる。

このことは, CTLの流跡線解析からも確認できる(第9図)。淡路島の南の高度400~600mの気塊は大阪湾を北

北東に進み、FT=02:10 に六甲山付近で高度約 6000m まで持ち上げられている。この気塊は、EPT が 351K、水蒸気混合比が $17.5\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ と多量の水蒸気を含んでいた(図略)。これより東側の気塊は、六甲山の東部に流れ込むが、地形高度が低いいためか、上昇傾度が緩やかである。一方、徳島県側から流れ込む中層の気塊は、FT=02:10 には明石海峡付近で緩やかに持ち上がり、その後、紀伊水道からの持ち上げられた気塊と交わっている。

以上のことから、積乱雲の発生、発達には、六甲山(地形的要因)による下層の上昇流と播磨灘から北東進してきた中層のシアーラインによる上昇流がカップリングし、深い対流を形成したことが主な要因と考えられる。

4. 大雨・非大雨事例の比較

日本海に停滞する前線をじょう乱が東進し、紀伊水道から暖湿気が流入しやすい場となり、京都府南部で線状降水帯による大雨が予想される日で、大雨となった事例と大雨とならなかった事例を抽出し、事例解析と環境場の比較を行い、その相違点から大雨発生の条件を探る。

第 10 図に 2012 年 8 月 13 日 21 時と 2011 年 8 月 23 日 09 時の 500hPa 面及び地上天気図を示す。前者は六甲山付近から線状降水帯を形成し大雨となったが、後者は大雨とならなかった事例である。

4.1 大雨事例(2012 年 8 月 13~14 日)

レーダーエコー強度(第 11 図)によると、13 日夜に四国地方から雨雲 a1 が北東進し、兵庫県から南東進する降水帯 b1 の南側に流れ込んだ。これらの雨による気温低下で山城を中心に低温域を形成した(図略)。これにより大阪湾から流入した暖湿気は強制上昇され、13 日 23 時頃から 14 日 01 時頃にかけて、大阪府枚方市付近から連続的に発生した雨雲 c1 が山城中部に流れ込んだ。これとは別に 14 日 02 時頃からは六甲山の南斜面で雨雲が発生し始め、山城中部にかけて線状降水帯 d1 を形成した。14 日 05 時頃には南下してきた前線(雨雲 e1)の前面で線状降水帯のピークを迎え、14 日 06 時頃には雨雲 e1 の合流でさらに発達したが、線状降水帯の形状は崩れた。本調査は六甲山付近から形成する線状降水帯 d1 を対象とした。

500m 高度面では、13 日夜遅くには EPT350K 以上の暖湿気が紀伊水道から大阪湾を通り京都府まで流入し、六甲山付近の自由対流高度までの距離(以下、DLFC)は 500m 以下、平衡高度(以下、EL)は 13km 以上となっており、安定度が悪く、対流雲が発達しやすい状態が 14 日未明も続いていた(第 18 図上段)。

14 日 03 時の 700hPa 面(第 12 図上段)は前線対応の EPT339K 以上の領域が西日本に横たわり、湿度は 90%以上と湿っていた。山陰東部をトラフが東進しており、前線は活発化していた。また、14 日 00 時の 400hPa 面では瀬戸内をシアーラインが東進しており(第 13 図)、これに対応して散在したエコーの東進がみられた(第 11 図桃色破線丸)。このシアーラインが六甲山に接近、通過した 14 日 01 時 40 分頃から 03 時頃にかけて、六甲山付近から連続的に雨雲が発生しており、瀬戸内を東進したシアーラインが積乱雲発生のトリガーになったと推測される。その後、14 日 03 時 40 分頃には、南下する前線の前面で再び六甲山付近から連続的に雨雲が発生し始めた。

線状降水帯を形成してからは、京都府まで流入した下層暖湿気が、降水帯の南側面から水蒸気を供給し、バックアンドサイドビルディング型(BSB 型)の機構で降水帯を発達・維持させたことは、今野ほか(2013)が示している。

4.2 非大雨事例(2011 年 8 月 23 日)

レーダーエコー強度(第 14 図)によると、23 日 07 時頃から六甲山の南斜面で雨雲 a2 が発生し北東進していたが、線状降水帯は形成されず、10 時頃には消散し、替わって六甲山の北側で雨雲 b2 が発生し始めた。東進してきた雨雲 c2 が通過する 23 日 18 時頃まで雨雲 b2 は連続的に発生し、その発生点は次第に北上した(図中赤丸)。23 日 12 時でも 500m 高度面(第 18 図下段)では EPT350K 以上の暖湿気が紀伊水道から大阪湾を通り京都府まで流

入し、六甲山付近のDLFCは500m以下、ELは13km以上となっており、安定度が悪く、対流雲が発達しやすい状態となっていたが、六甲山南斜面での雨雲の発生はない。

700hPa面(第12図下段)では九州から中国地方に前線に対応したEPT336K以上の湿った領域があり、山陰にはトラフの東進がみられた。これに対し、西日本の南海上にはEPT336K以下のやや乾燥した空気が広がっており、これが南西風で大阪湾へ流れ込んでいた。また、この乾燥した低EPT域はゆっくり北上しており、第15図の京都市の北西-南東のEPT断面図(a, b)でもその様子が分かる。23日15時の湿度断面図(c)を見ると、京都市上空では上層は湿度が高く、中・下層の湿度が低い(図中青破線丸)。これを京都の温位エマグラム(第16図)で確認すると、中層のEPT約335Kの層(図中橙四角)が高度を下げ乾燥化したのに対し、上層はEPTが高く湿潤化していた(図中緑四角)。上層湿潤化は山陰のトラフ東進によるものと推測される。

六甲山からの線状エコーa2は、中層にさらに乾燥した空気が流入したため抑制されたが、代わりに中層の乾燥した低EPT域の北端で上昇流が強化され、六甲山北側で次々に雨雲b2が発生した。この雨雲b2の発生点が次第に北上したことは、中層の乾燥した低EPT域がゆっくり北上していたことと辻褃が合う。

4.3 大雨・非大雨事例の環境場の比較

大雨・非大雨事例の環境場の比較を行う。

まず、500m高度面ではEPT350K以上、DLFC500m以下、EL13km以上と、どちらも暖湿気の流入があり、不安定な場であったことは共通していた。

700hPa面については、大雨事例は前線対応の湿域が西日本に広がっていたが、非大雨事例では、乾燥した領域が南西の海上から広がり、神戸付近の温位エマグラム(第17図)は600~800hPaの中層を中心にTTDが5°C程度と大雨事例に比べやや乾燥していた(図中橙四角)。つまり、中層はやや乾燥している程度でも、積乱雲の発生を抑制した可能性がある。過去には、中層への乾燥空気貫入による潜在不安定の維持について指摘している調査(黒川ほか2012)もあるが、積乱雲が発生する初期の段階では、雲の発達を抑制しないためにも大気は湿潤である必要があるといえる。

この非大雨事例は下層の暖湿気の流入が十分であったため、もし深いトラフ等の接近で南からの中層乾燥域の北上が抑えられ、中上層が上昇流場となれば、中層の湿度は高くなり、またそれ自体が深い対流を形成し、大雨となった可能性がある。

5. 統計解析

5.1 調査方法

大雨の定義は3時間降水量(以下、R3)80mm以上とし、大雨の対象地域は京都府南部とした。また、閾値を求めるために用いた事例は、熱雷、台風を除く大雨(14事例)のうち、紀伊水道や播磨灘から流入する暖湿気による大雨(南西風系11事例)に限定し、日本海から流入する暖湿気による大雨(北西風系3事例)は事例数が少ないため除外した。また、メソ解析データの抽出格子(2006~2008年は10km格子、2009年以降は5km格子)は大阪湾の格子(第19図赤四角)を用いることとした。

5.2 抽出された要素

5.2.1 500m高度面のEPTと水蒸気フラックス(以下、FLW)

第20図に横軸を500m高度面のEPT、縦軸をFLWとしたバブル図を示す。バブル図からR3が80mm以上の閾値を抽出すると、EPTが345K以上かつFLWが $110\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上となる(黄色の丸は北西風系事例のため除外)。

5.2.2 500m高度面のEPTと500hPa面の気温(以下、T)

第21図に横軸を500m高度面のEPT, 縦軸を500hPa面のTとしたバブル図を示す。R3が80mm以上となる場合の閾値は、 -4°C 以下となる。

5.2.3 その他の抽出された要素

これ以外の必要条件として、「500m高度面のEL」, 「500m高度面のDLFC」, 「500m高度面の風向及び風速」, 「700hPa面のTTD」及び「500hPa面の飽和相当温位(以下, SEPT)と500m高度面のEPTの差」を抽出し, 閾値を設定した。

5.3 独立資料による検証

この抽出された要素を独立資料で検証してみた。検証に用いた事例日(2014年8月16日, 京都市で記録的短時間大雨情報が発表)の地上天気図を第22図に示す。

ほとんどの要素は, 統計解析により求めた閾値の範囲内となっていたが, 500m高度面の風向は, この閾値(200~220度)から10度外れていた(190~200度)ため, 閾値を190~220度とした。また, 500hPa面のTは閾値(-4°C)より高かったため, 500m高度面EPTを場合分けすることによって閾値の設定を行った(第23図)。これら必要条件の閾値一覧を第1表に示す。

6. 六甲山を起源とした線状降水帯の形成

鉛直シアアがある程度大きいと積乱雲は組織化して線状降水帯を形成しやすい特徴があり, 線状降水帯を形成すると降水量は多くなりやすい。本項では, どのような風の鉛直プロファイルが, 六甲山を起源とした線状降水帯を形成させやすいのかを調査した。

6.1 風のホドグラフ

六甲山付近から線状降水帯を形成した事例を2つ抽出し, 神戸空港付近の風のホドグラフを作成した(第24図)。両事例ともに950~900hPa(六甲山の標高と同程度か低い)は南南西~南西風で, これより上空は西成分が大きい傾向がみられ, 下層から中層にかけて暖気移流となっていた。

6.2 鉛直シアアの統計調査

下層から中層にかけての暖気移流という特徴を鉛直シアアで表現するために, 六甲山の南海上の格子(第19図×印)のメソ解析データについて, 500m高度面と700hPa面の鉛直シアア(ベクトル差のスカラ量。以下, スカラ量)と風向差(以下, θ)を計算し, バブル図を作成した(第25図)。また, 南西風系で大雨となった8事例日(同一事例日においては最大値を抽出。南西風系11事例は8事例日となった)については, 事例によって暖湿気の流入が強い高度が地上付近から1000m程度の間でばらつきがみられるため, 下層は500m高度面と950, 925, 900hPa面の4つの高度と700hPa面のスカラ量と θ を計算し, θ が暖気移流で, かつスカラ量の最も大きい下層の高度と時刻を採用した。

この南西風系大雨事例日のうち六甲山付近から線状降水帯を形成した5事例日に注目すると, スカラ量は8~12m/s, θ は20~50度の範囲となっている。

スカラ量が約17m/sだった2007年7月12日事例は, 700hPa面が西南西の風約25m/sとかなり強く, そのためスカラ量が過大で, 線状降水帯を形成しにくかったと推測される。

6.3 鉛直シアアの条件

六甲山を起源とした線状降水帯を形成する可能性が高くなる条件は, 六甲山の南海上において, 下層から中層にかけて暖気移流場で, 下層(500m高度面950, 925, 900hPa面のいずれか)と700hPa面のスカラ量8~12m/s, θ 20~50度とする。

ただし, 本調査に使用した事例数が5事例日と少ないことから, 鉛直シアアの閾値については, 事例を追加し,

さらに抽出地点についても再考する必要がある。また、六甲山を起源としない、例えば冷氣層を下層上昇流の要因とする線状降水帯の事例については、本項で示した閾値を利用できないため、積乱雲の発生点付近での鉛直シアを調査する必要がある。

7. まとめ

大雨となるためには、①下層からの十分な暖湿気の流入、②湿潤で対流不安定な成層状態とその維持、③暖湿気の持ち上げ機構が必要である。特に④線状降水帯の形成、⑤線状降水帯の維持があると降水量は多くなる。

①②については統計解析により閾値(第1表)を示したが、必要条件で抽出した要素のうち、似たような条件のものは少ないほうがいい。選ばれた条件のうち、「500hPa 面 T と 500m 高度 EPT の関係」と「500hPa 面 SEPT と 500m 高度 EPT の差」はほぼ同じことを表しているものであり、現業作業で「500hPa 面 SEPT と 500m 高度 EPT の差」が簡単に確認できるようになれば、「500hPa 面 T と 500m 高度 EPT の関係」は省略することが可能となる。

③は六甲山の地形だけで DLFC まで持ち上げられる場合もあるが、下層収束や地上冷氣層による下層上昇流を要因とすることもある。さらに、トラフ等による中上層の上昇流が積乱雲の発生、発達を助長することがある。ただし、瀬戸内を東進するシアはモデルで予測されないことも多く、第4.1項で示したように散在したエコーや毎時大気解析などの実況監視が必要である。また、六甲山の地形だけで持ち上げるための条件についてはさらなる調査が必要である。

④は、六甲山の南海上で下層(500m 高度面, 950, 925, 900hPa 面のいずれか)と 700hPa の鉛直シア(θ , スカラー量)が第6.3項にて示した閾値内にあるとき、六甲山を起源とする線状降水帯の発生する可能性がある。

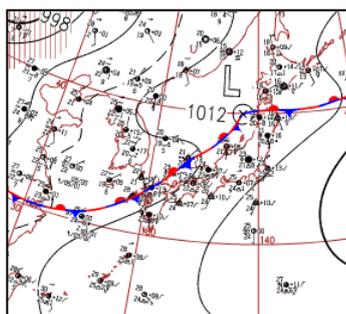
⑤には、大阪平野から京都府南部へ南西風で下層暖湿気が流入し、線状降水帯への水蒸気補給の継続が必要である。日本海じょう乱通過型はこのような場になりやすい。また、②にも関係するが、雨滴の凝結が続くと対流雲内が加熱され安定化が進むため、今野ほか(2013)では対流雲中層への低 EPT 気塊のほどほどの流入が対流雲内の不安定を維持する可能性を示唆しているが、これを検証するには至っていない。

参考文献

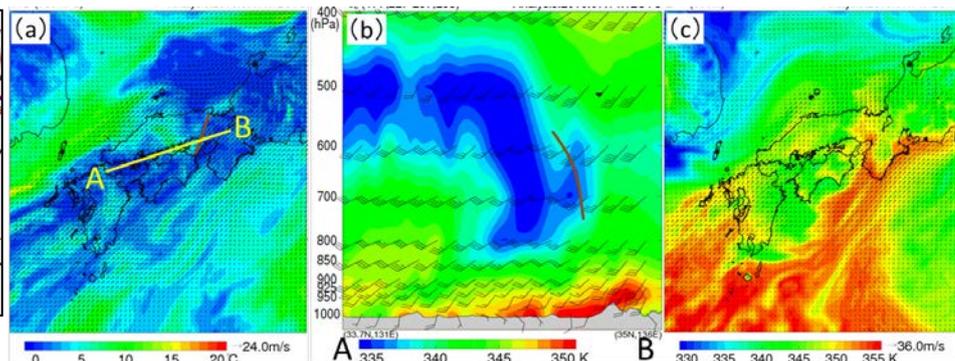
今野暁, 松下浩則, 本田英司, 土井ひかる, 小山内大輔, 2013: 大阪府における大雨発生条件の検討(2012年8月13日~14日に発生した近畿地方中部の大雨について). 平成25年度大阪管区気象研究会誌(近畿地区).
黒川和誠, 平野竜也, 風早範彦, 原田都奈生, 西川哲也, 岩本久雄, 2012: 2012年7月15日の大雨事例解析. 平成24年度大阪管区気象研究会誌(京都府).

第1表 京都府南部での南西風系大雨の必要条件

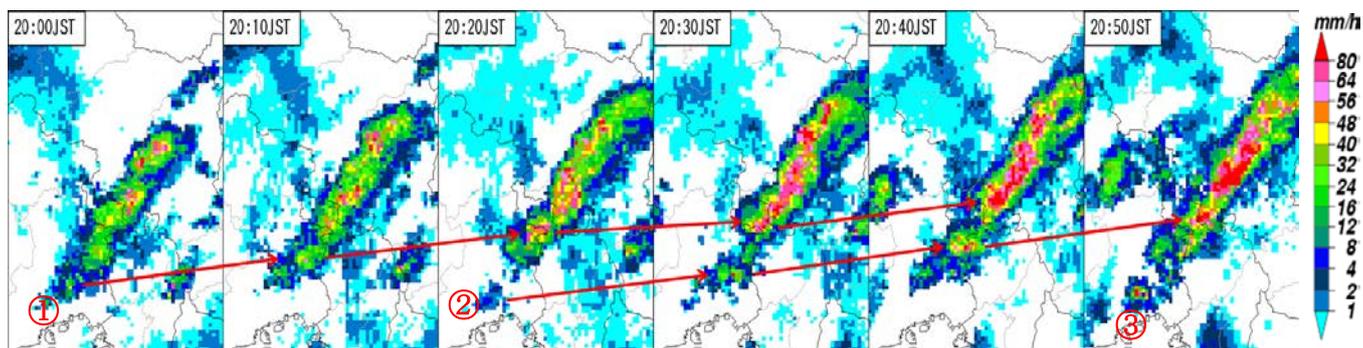
500mEPT	500mFLWV	500mEL	500mDLFC
$\geq 345\text{K}$	$\geq 110\text{g/m}^2\cdot\text{s}$	$\geq 7800\text{m}$	$\leq 550\text{m}$
500m 風向・風速	700hPaTTD	500hPaSEPT -500mEPT	
190° ~220° 7m/s~16m/s	$\leq 1.5^\circ\text{C}$	$\leq -2.6\text{K}$	
500hPaT			
500mEPT $\geq 345\text{K}$ and 500hPaT $\leq -5^\circ\text{C}$ or 500mEPT $\geq 353\text{K}$ and 500hPaT $\leq -3^\circ\text{C}$			



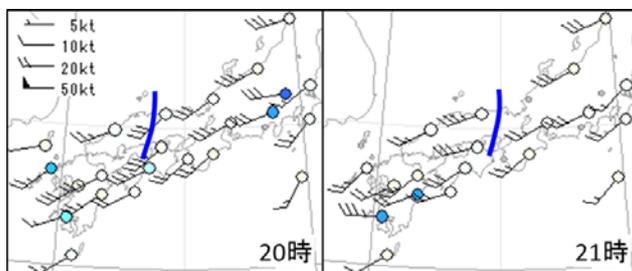
第1図：地上天気図(2010年7月14日21時).



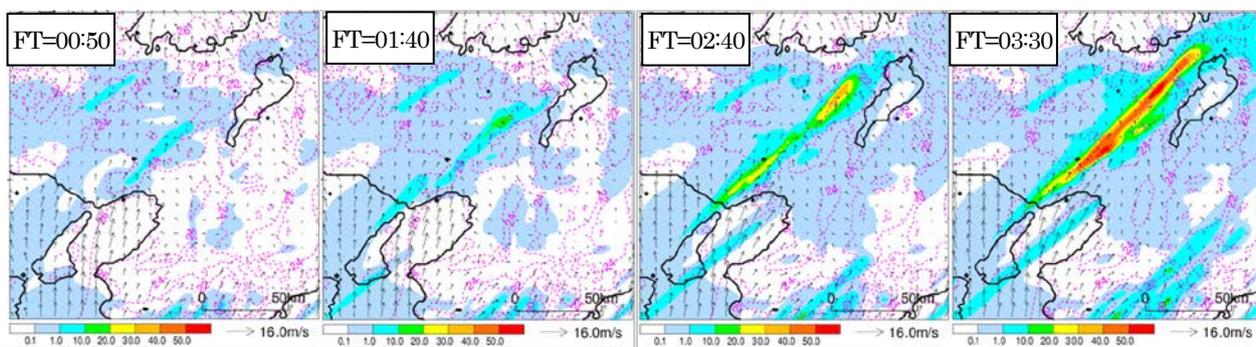
第2図：2010年7月14日21時のメソ解析図。(a)700hPa面のTTD, (b)EPT断面図, 断面線は線分AB, (c)500m高度面のEPT. 風(a・cはベクトル, bは矢羽), 茶色線はシアーライン.



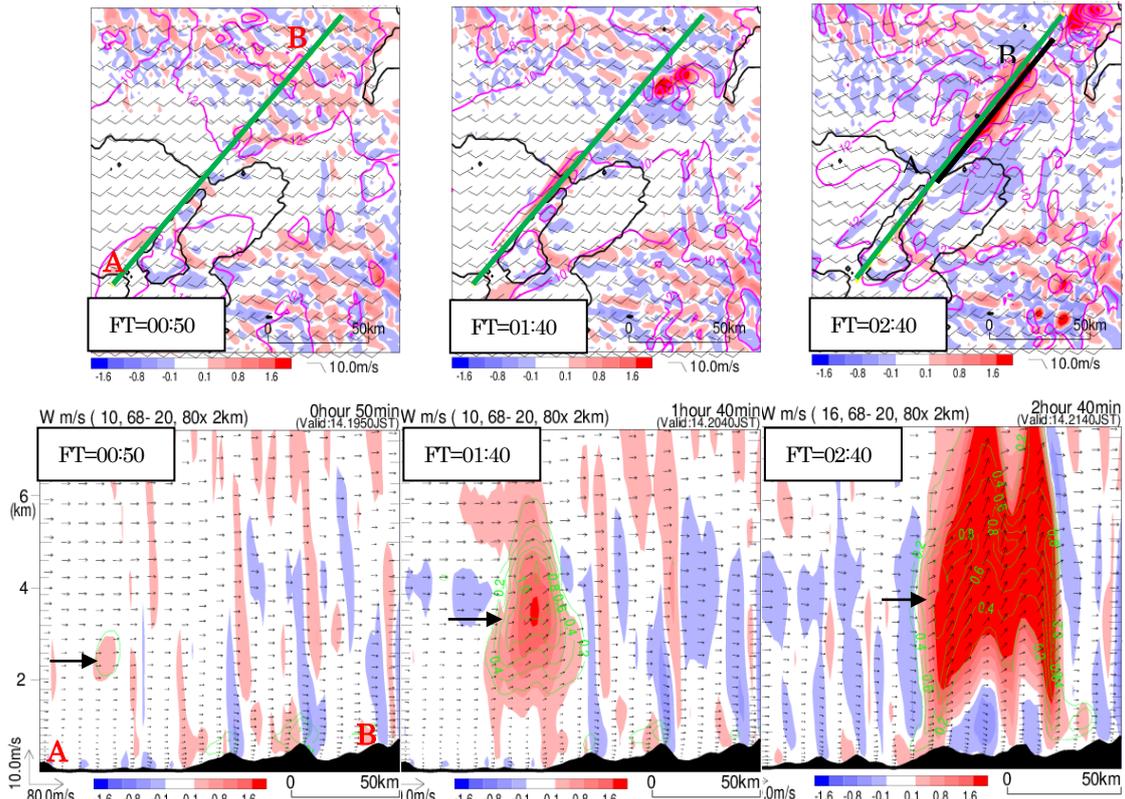
第3図：2010年7月14日20時00分～20時50分のレーダーエコー強度.



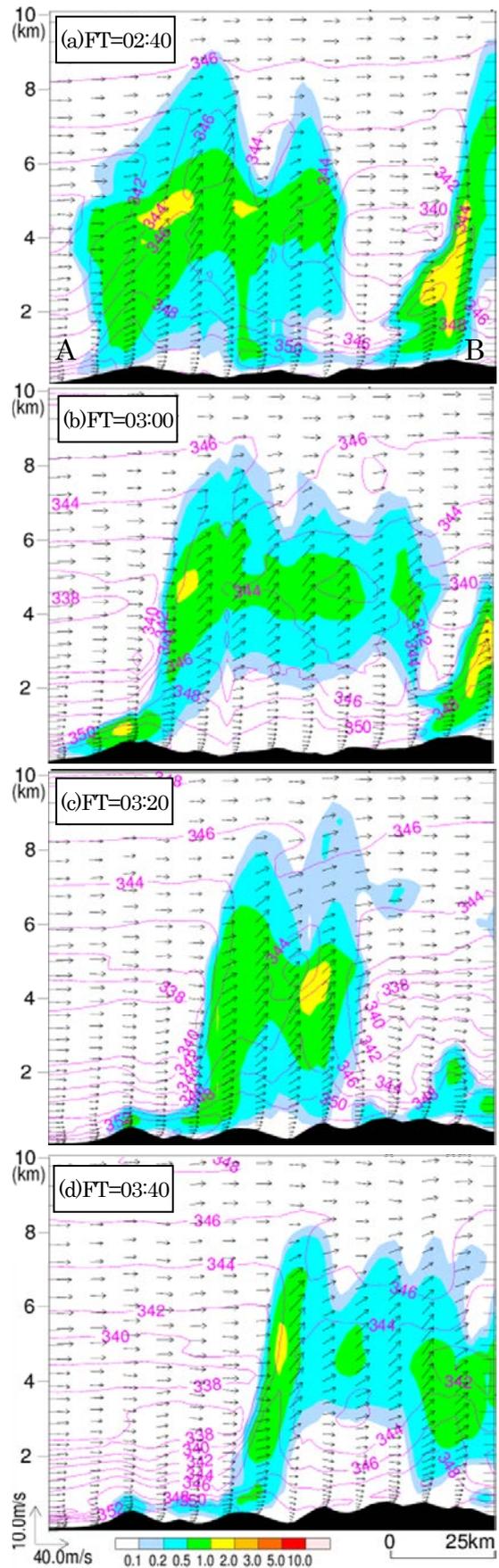
第4図：2010年7月14日20, 21時のウィンドプロファイラ高度3000mの風分布図. 青色線はシアーライン.



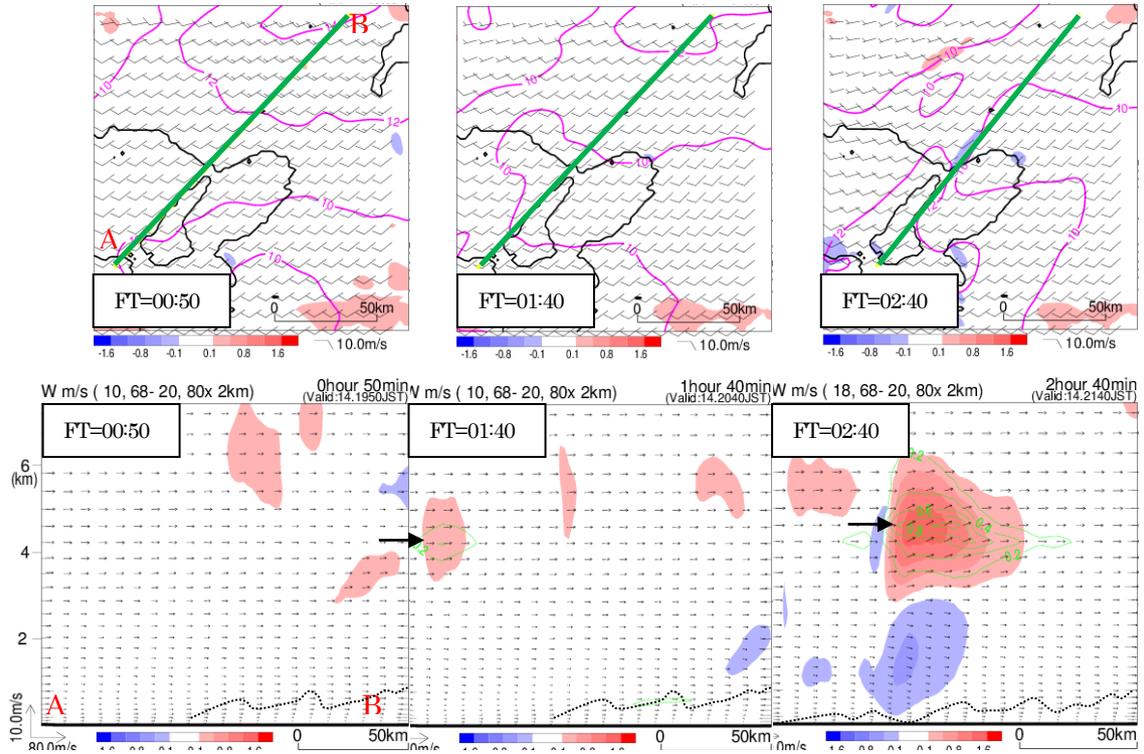
第5図：JMA-NHMによる14日18時を初期値とした親モデルをダウンスケールした再現実験結果(CTL). 1時間降水量(カラー), 地上の風(ベクトル), 気温(桃色線). FT=00:00は, 14日19時.



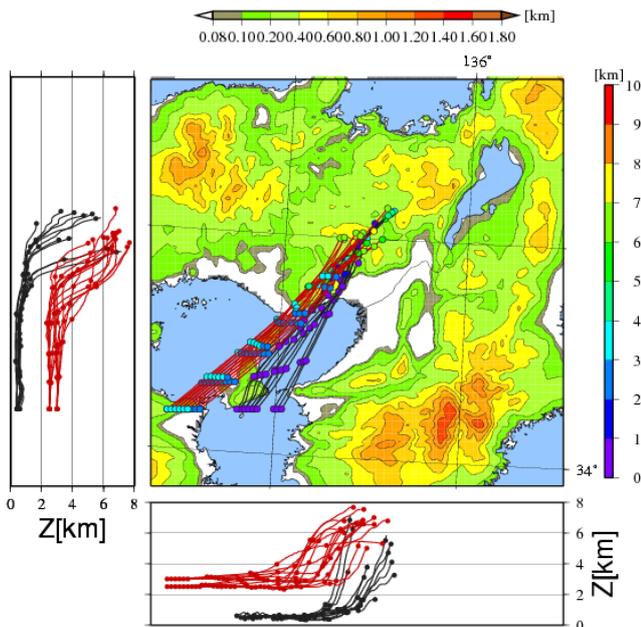
第6図：再現実験結果(CTL)。(上段)2730m高度の平面図，鉛直流(カラー)，風(矢羽)，風のu成分(桃色線)。(下段)緑線分AB(線状降水帯に対して平行)における鉛直断面図，鉛直流(カラー)，鉛直循環(ベクトル)，雲水の混合比(黄緑実線)。黒線分AB(FT=02:40)は第7図aの断面線。矢印は上昇流 α 。



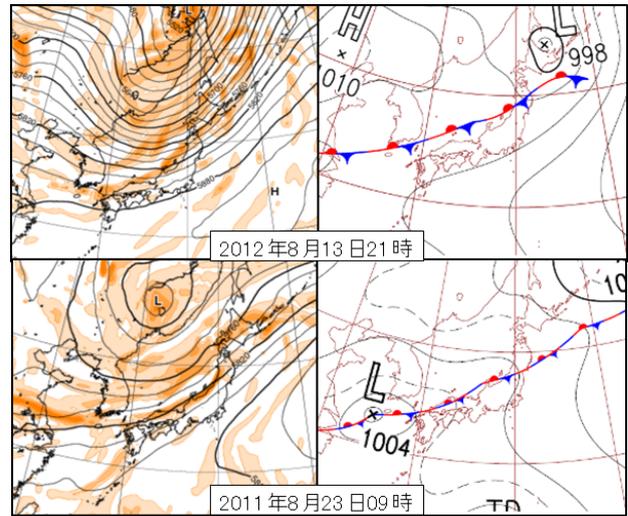
第7図: 実験結果(CTL)の鉛直断面図. (a)の断面図線は第6図の黒線分AB(FT=02:40), (b)~(d)は各時刻の降水帯に平行な断面. 雲水の混合比(カラー), EPT(桃色線), 鉛直循環(ベクトル).



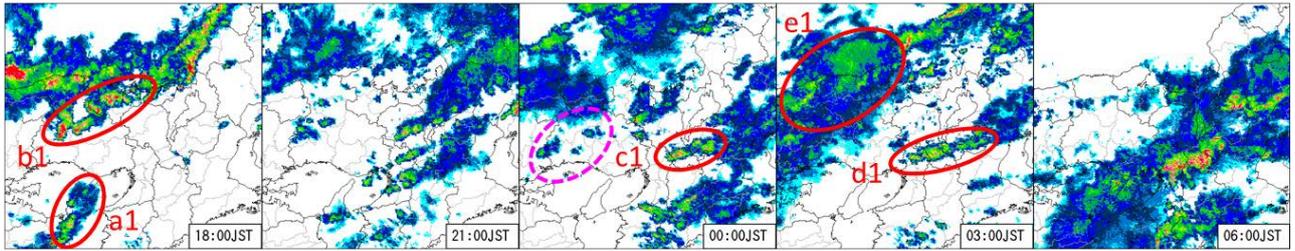
第8図：地形を除去した実験結果(NTP)。第6図と同じ。下段の点線は、地形跡。矢印は鉛直流。



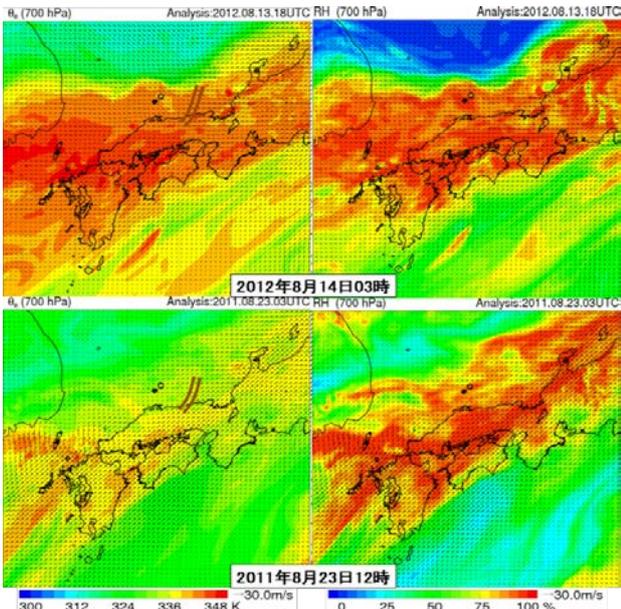
第9図: 実験結果(CTL)の流跡線解析図. FT=00:10の高度400~600m, 2500~3000mにトレーサーを置き, FT=02:40まで追跡した. 点は30分毎のポイント, 上段の凡例は標高, 右側の凡例は追跡途中のトレーサーの高度を示す.



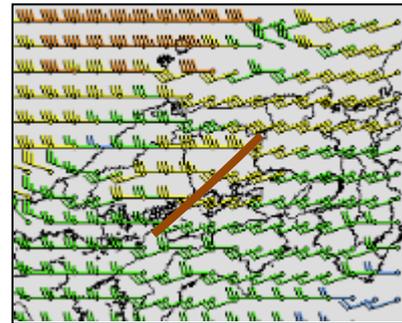
第10図: 2012年8月13日21時(上段)と2011年8月23日09時(下段)の500hPa面全球解析図(左)と地上天気図(右). 渦度(カラ)と高度(黒線).



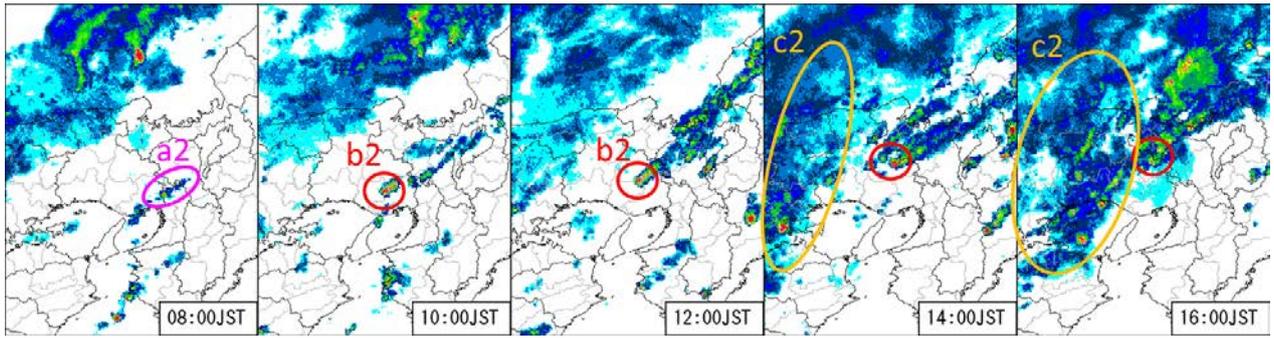
第11図: 2012年8月13日18時から14日06時までのレーダーエコー強度.



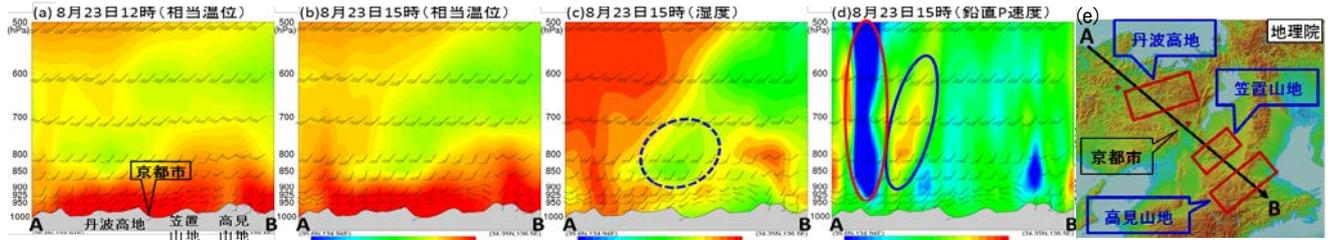
第12図: 2012年8月14日03時(上段)と2011年8月23日12時(下段)の700hPa面のEPT(左)と湿度(右)のメソ解析図. 茶色二重線はトラフ.



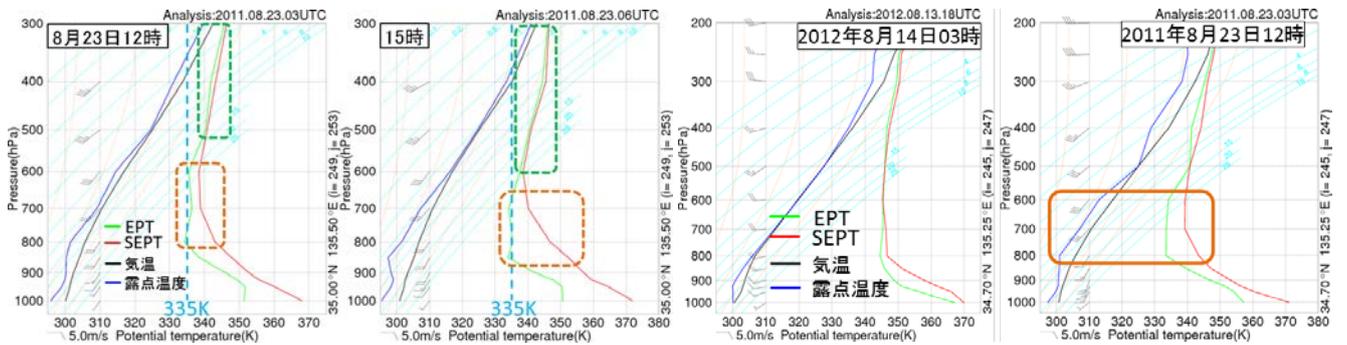
第13図: 2012年8月14日00時の400hPa面のメソ解析の風. 茶色線はシアライン.



第14図: 2011年8月23日08時から16時のレーダーエコー強度。

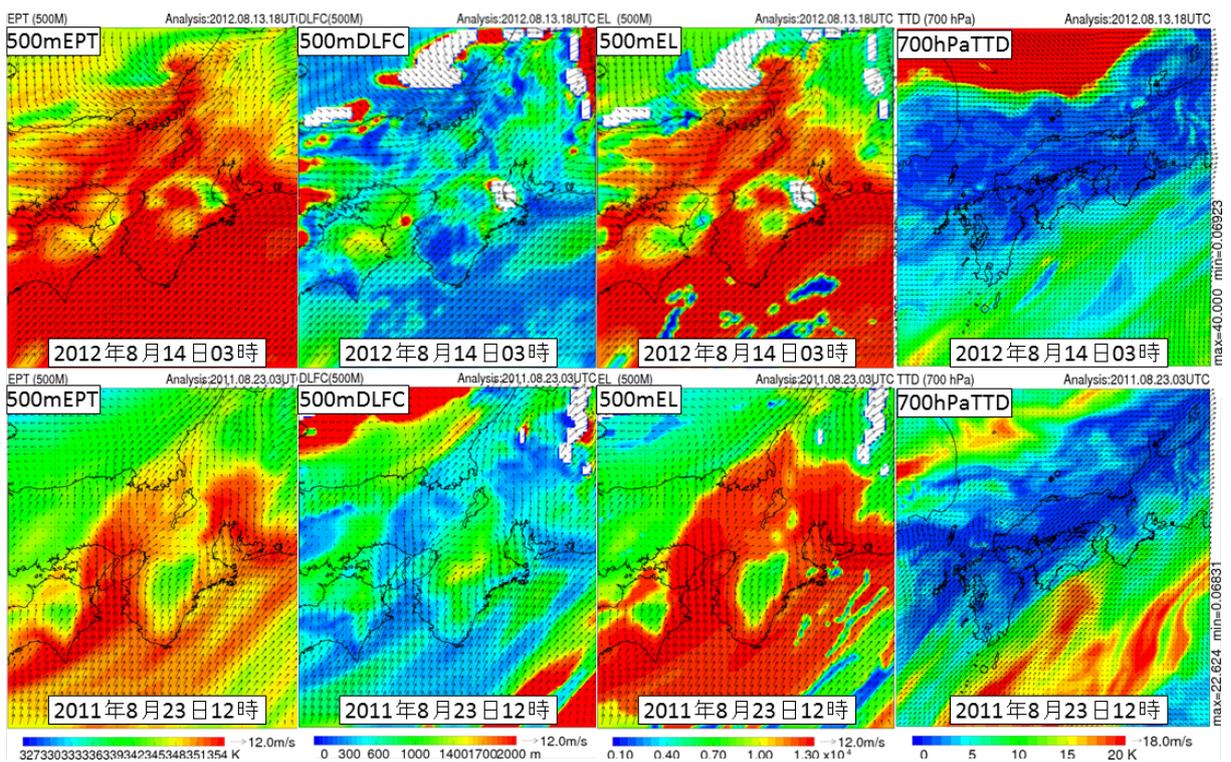


第15図: 鉛直断面図。(a) (b)EPT。(c)湿度。(d)鉛直P速度。(e)断面の位置。

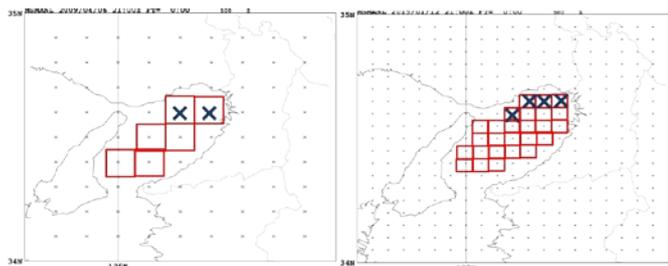


第16図: 2011年8月23日12, 15時の京都付近の温位エマグラム(メソ解析)。

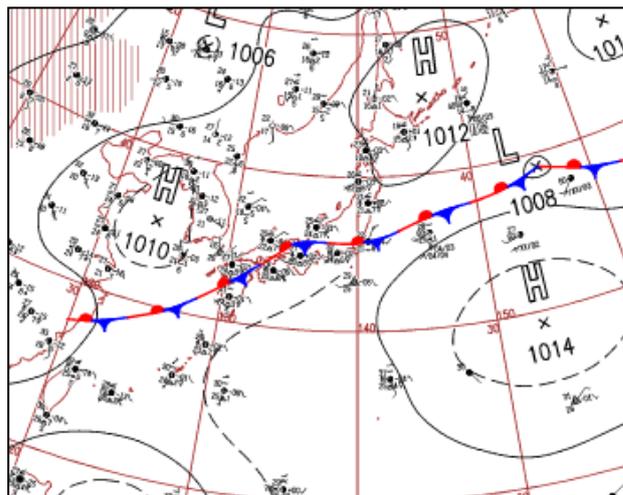
第17図: 神戸付近の温位エマグラム(メソ解析)。(左)大雨事例,(右)非大雨事例。



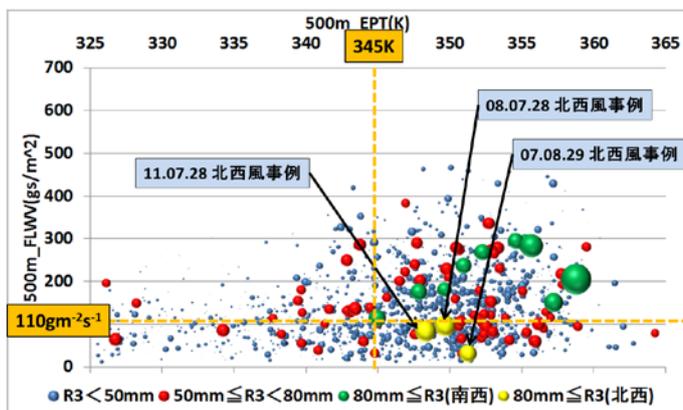
第18図: 大雨事例(上段)と非大雨事例(下段)の左から500m高度面のEPT, DLFC, EL, 700hPa面TTD。



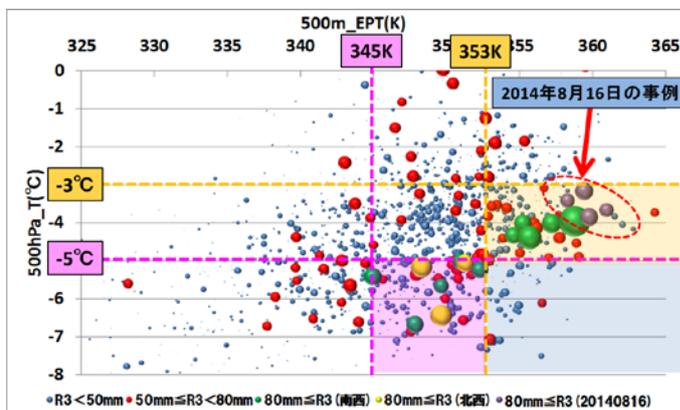
第19図: メソ解析データ抽出格子(大阪湾). (左)10km格子(2006~2008年), (右)5km格子(2009~2012年). 赤四角は第5項, ×印は第6.2項での抽出格子.



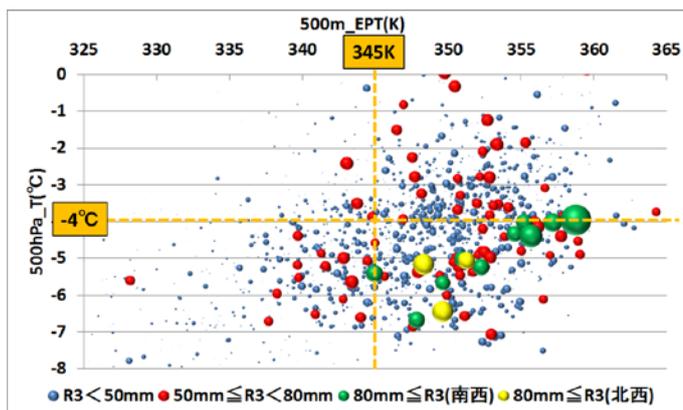
第22図: 地上天気図(2014年8月16日21時).



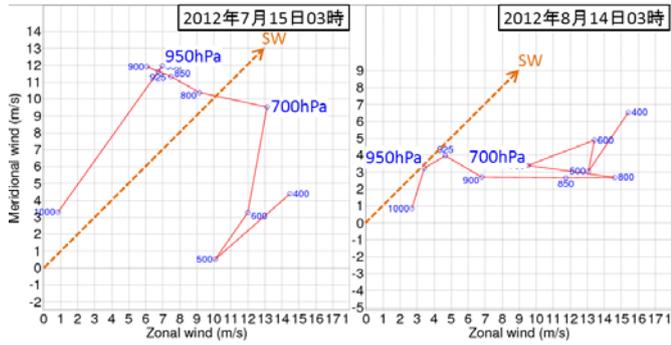
第20図: 500m高度面のEPT(横)とFLWV(縦)のバブル図.



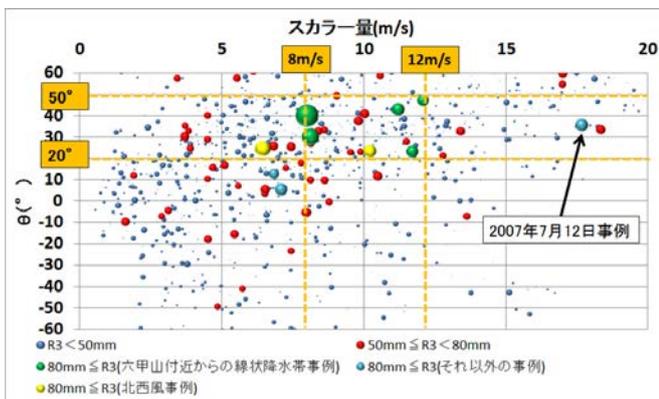
第23図: 500m高度面のEPT(横)と500hPa面のT(縦)のバブル図(独立資料で検証し, 修正されたもの).



第21図: 500m高度面のEPT(横)と500hPa面のT(縦)のバブル図(統計解析により求められたもの).



第24図: 神戸空港付近の風のホドグラフ(メソ解析). (左)2012年7月15日03時, (右)2012年8月14日03時.



第25図: 500m高度面と700hPa面の鉛直シアのスカラー量(横)と風向差 θ (縦)のバブル図.