

## 第3章

# 予報研究部の研究成果

### 3 西日本における集中豪雨が発生する総観～メソ $\alpha$ スケール環境場の特徴についての統計解析

津口裕茂 (予報研究部)

#### 要 旨

西日本域で発生する集中豪雨を対象として、1995～2014年(20年間)の7・8・9月の期間について、気象庁55年長期再解析(JRA-55)を用いて総観～メソ $\alpha$ スケールの環境場の統計解析を行った。まず、西日本域における最大3時間積算降水量と総観～メソ $\alpha$ スケール環境場の特徴との相関関係を統計的に解析した。その結果、集中豪雨が発生する環境場の特徴の中で、900hPa\_IVT(地上から900hPa面までの水蒸気フラックスの鉛直積分量)、500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT(500hPa面の飽和相当温位と950hPa面の相当温位の差)、700hPa\_OMG\_AVE(メソ $\beta$ スケール以下の上昇・下降流を除去するために水平方向に約400kmで平均化した700hPa面の鉛直P速度)、700hPa\_RH(700hPa面の相対湿度)の4つの要素が、降水量と相関が高いことが明らかになった。次に、集中豪雨が発生する環境場と平均場・降水が無い場合の環境場との比較を行ったところ、これら4つの要素には統計的に有意な差があることが明らかになった。さらに、単一の要素だけでなく、複数の要素を組み合わせることで、集中豪雨が発生する環境場をより明瞭に把握できる可能性があることを示した。

#### 1. はじめに

毎年、日本各地で集中豪雨が発生している。集中豪雨が発生すると、土砂崩れや土石流、河川のはん濫、家屋の床上・床下浸水などの甚大な災害が発生することがあり、最悪の場合には死者が出ることもある。このような災害を少しでも軽減し防ぐためには、集中豪雨の発生や盛衰を正確に予測する必要があるが、まだまだ技術的に困難な課題であるのが現状である。今後、集中豪雨のより正確な予測を実現するためには、観測技術の高度化や数値予報モデル・同化手法等の開発をこれまで以上に進めていくことが必要である。しかし、これらの技術開発だけでは十分ではなく、集中豪雨の地域・時間特性といった気候学的な特徴、集中豪雨が発生するさまざまなスケールの環境場の特徴、集中豪雨をもたらす降水系の発生・発達・衰弱メカニズムなどの理解を、より深めていくことが重要である。

一口に“集中豪雨”と言っても、そもそも集中豪雨には気象学的に厳密な定義が存在していない。つまり、どれだけの時間に、どれだけの領域に、どれだけの降水量があれば集中豪雨と呼ぶのか、定量的に厳密な基準が存在しないのである。ただ、多くの人が集中豪雨という言葉から連想する雨の降り方としては、以下のようなものがある。(1)水平に数十kmスケールの狭い範囲で、ごく短い時間(1時間程度)に激しく降る雨(例:夏季の夕方にみられる発達した積乱雲からの雨)、(2)水平に数百kmスケールの範囲で、1日程度降り続く雨の中に短い時間(3時間程度)のピークを持つような雨(例:梅雨前線の南側や低気圧の近傍で発生する発達した積乱雲群による雨)である。集中豪雨の地域・時間特性を調べたこれまでのいくつかの調査・研究では、そのたびごとに集中豪雨を定義している。たとえば、福井(1967, 1968, 1970)は日降水量が各観測地点の年間降水量の10%を超えるものを豪雨と定義しており、安田(1970)は1時間降水量で50mm以上を大雨と定義している。また、津口・加藤(2014)では、「短時間に集中して降水が生じるとともに、総降水量でもかなりの降水量になる」ものを集中豪雨と想定し、短時間の降水量として3時間積算降水量を、総降水量として24時間積算降水量を用い、それぞれに客観的な基準を設けることで集中豪雨を定義している。以上のように、集中豪雨の定義は、その研究が何を目的として、どのような雨の降り方を対象にするかによって、さまざまに変わる。ただ、いわゆる“集中豪雨”を対象としたこれ

までの数多くの事例解析による研究(たとえば, Syono et al. 1959; Ogura et al. 1985; Watanabe and Ogura 1987; Kato and Goda 2001; 津口・榊原 2005; Tsuguti and Kato 2014 など)をみると, (1)・(2)の雨の降り方では, (2)が集中豪雨という言葉に合致しているように思われる. そこで, 本研究では, (2)のような雨の降り方, つまり「1日程度降り続く雨の中に3時間程度の短い時間のピークを持つ雨」を集中豪雨と呼ぶことにする((1)については, 最近では“局地的大雨”と呼ばれ, “集中豪雨”とは区別されている).

これまで, 日本で発生した集中豪雨についての研究は数多く行われてきている(たとえば, Syono et al. 1959; Ogura et al. 1985; Watanabe and Ogura 1987; Nagata and Ogura 1991; Ishihara et al. 1995; Kato 1998; Seko et al. 1999; 津口・榊原 2005; Ninomiya 2010; Kawabata et al. 2011; Morotomi et al. 2012; Hirockawa and Kato 2012 など). これらの研究の多くは事例解析であり, 観測データ, 客観解析データ, 数値モデルなどを用いてある特定の事例についての詳細な解析を行い, その結果から集中豪雨に関するさまざまな知見を得ている. それぞれの事例解析における着目点は多岐にわたるが, ここでは集中豪雨が発生する総観～メソ $\alpha$ スケールの環境場の特徴に注目する. 集中豪雨が発生する総観～メソ $\alpha$ スケールの環境場の特徴としては, 大気下層の暖湿気塊の流入(Kato and Goda 2001; Kato et al. 2003; Kato and Aranami 2005; Tsuguti and Kato 2014), 大気の成層状態の不安定(Kato 2006; Yamasaki 2007, 2008), 大気中層での総観スケールの上昇流の存在(北畠 2002), 中層の適度な湿度(Kato 2006; 瀬古 2010)などがあげられる. ただし, これらの特徴は限られた数の事例解析から得られたものであることに注意が必要である. 事例解析は, 集中豪雨が発生したときのみ, その事例を対象として行われることが多く, 他事例との比較や集中豪雨が発生しない場合との比較はあまり行われていない. また, 集中豪雨に関するこれまでの多くの研究では, 集中豪雨が発生する環境場を統計的に扱うということはあまり行っていない. このため, その事例解析から得られた特徴がその事例特有のものなのか, それとも他の多くの事例に当てはまる普遍的(一般的)な特徴なのかという問題が絶えずつきまとっている. さらに, 個別の事例解析では, それぞれの特徴をあらわす各要素(相当温位, 混合比, 湿度など)の値が, 気候場や集中豪雨が発生しない場合と量的にどのくらい違うのかといったことはわからない. 集中豪雨の普遍的(一般的)な理解を目指し, より定量的な現象の把握をするためには, 集中豪雨が発生する環境場の統計的な研究に取り組む必要がある.

日本付近の大気環境場を統計的に調べた研究としては, Chuda and Niino (2005)がある. 彼らは, 1990-1999年の10年間の日本全国の高層観測データを用いて各種安定指数(CAPE, CIN, SSI など)の統計解析を行い, 観測地点別の頻度分布や平均値・中央値の月変化などを調べることで, 各種安定指数の気候学的な特徴について示している. また, Kato et al. (2007)は, 気象庁領域解析データを用いて, 日本周辺におけるLNB(平衡高度)の出現特性についての統計解析を行っている. しかし, これら2つの論文では, 環境場と降水量との関係についてはほとんど言及していない.

1時間程度のごく短い時間に降る強い雨, いわゆる“局地的大雨”を対象とした環境場の統計的な研究は, これまでにいくつか行われている(たとえば, 平原・水野 2000; 河野ほか 2004; Nomura and Takemi 2011; Takemi 2011 など). ただ, 局地的大雨と本研究で対象とする集中豪雨では, 上述したような雨の降り方だけではなく, それらをもたらし降水システムの内部構造や時空間スケールも異なっていることから(たとえば, 局地的大雨の例としてSeko et al. (2007), 集中豪雨の例としてKato and Goda (2001)を参照), 環境場の特徴がまったく同じであるという保証はない. そのため, これらの研究の結果をそのまま集中豪雨の場合に当てはめることはできない.

一方, 米国に目を向けると, 集中豪雨とその環境場との関係を統計的に調べた研究は数多く存在する. たとえば, Schumacher and Johnson (2005)は, 24時間降水量を用いて各観測地点での再現期間50年の降水量を超える

ものを集中豪雨と定義して事例を抽出し、それらの時間・地域特性についての統計解析を行っている。また、彼らはレーダーデータを用いて集中豪雨をもたらすメソ対流系システムの詳細な分類を行い、それぞれが発生する環境場の統計解析を行っている。Moore et al. (2015)は、米国南東部を対象に集中豪雨事例を客観的に抽出するとともに、環境場のコンポジット解析を行うことで集中豪雨が発生する環境場に共通する特徴を明らかにしている。他にも、Maddox et al. (1979), Doswell et al. (1996), Junker et al. (1999), Moore et al. (2003), Stevenson and Schumacher (2014), Peters and Schumacher (2014)などがあり、日本と比較して、集中豪雨が発生する環境場の特徴の理解は格段に進んでいると言える。以上のように、集中豪雨が発生する環境場の特徴については、米国を対象とした研究は数多く存在するが、日本国内においては十分には行われていない。日本と米国では地理的な特徴が大きく異なるだけでなく、大気環境場の特徴も大きく異なっていることから、日本域を対象とした集中豪雨が発生する環境場に関する統計的な研究が望まれる。

津口・加藤 (2014)では、1995～2009年の4～11月の期間を対象として、集中豪雨事例を客観的に抽出するとともに、それらの特性・特徴を把握することを目的として統計解析を行った。その結果、集中豪雨は関東・東海・四国・九州地方の太平洋側で多く、7・8・9月に全体の75%以上が発生していた。また、集中豪雨をもたらす総観規模擾乱としては台風・熱帯低気圧本体(32.4%)がもっとも多く、次いで、停滞前線、台風・熱帯低気圧の遠隔、低気圧、寒冷前線の順であることを示した。さらに、集中豪雨をもたらす降水系の形状としては線状のものが多く、台風・熱帯低気圧本体による事例を除いたものの内の64.4%を占めていることを示した。以上のように、この研究では集中豪雨そのもののいくつかの特性・特徴を示したが、残念ながら集中豪雨が発生する環境場についての統計解析は行っていない。

以上のような問題意識から、本研究では、日本における集中豪雨が発生する総観～メソ $\alpha$ スケールの環境場の特徴についての統計解析を行い、平均場などとの比較を行うことで、それらの特徴を定量的に明らかにすることを目的とする。もちろん、集中豪雨の発生には総観～メソ $\alpha$ スケールの環境場だけでなく、もっと小スケールの環境場(たとえば、降水系周辺の鉛直シアや下層収束の存在など)も重要であるが、それらの解析は今後の研究にゆずることとする。また、“日本”と一括りに言っても、北(北海道や東北地方)と南(沖縄周辺や九州地方)では気候が大きく異なっており、さらにまったく同じ地域であっても夏季と冬季では環境場の特性が大きく異なっている。これらのことから、本研究では、対象とする地域を西日本に絞り、季節も特に集中豪雨の発生が多い7・8・9月に限定する。本研究は、津口(2013, 2014)で用いた解析方法をベースとして、さらにそれらを発展させたものと言える。

以下、第2節では、本研究で使用したデータ、および統計解析を行う降水量と環境場の要素について説明する。第3節では、降水量と各要素の相関関係に関する統計解析の結果について示し、第4節では、集中豪雨が発生する環境場の統計解析の結果について示す。最後の第5節でまとめと今後の課題について述べる。

## 2. データと解析方法

### 2.1 解析雨量

降水量のデータには、気象庁作成の解析雨量を用いる。解析雨量は、観測網が粗いものの正確な雨量が得られる雨量計観測と精度が不十分なものの面的に細かい雨量が得られる気象レーダー観測を組み合わせることで、面的にきめ細かく正確な雨量推定値を得られるように開発されたものである(永田・辻村 2006)。期間は、1995～2014年の7・8・9月である。この期間、解析雨量作成の基礎アルゴリズムの大きな変更はなかったが、期間によってデータの水平格子間隔が異なっている。このため、データができるだけ均質になるように Urita et al. (2011)

の methodIII (詳細は、津口・加藤 (2014) の付録を参照) と同様の方法で、すべての格子間隔を 5km に統一している。

## 2.2 気象庁 55 年長期再解析データ

環境場の統計解析には、6 時間間隔 (03, 09, 15, 21JST) の気象庁 55 年長期再解析データ (以下、JRA-55) (Kobayashi et al. 2015) を使用する。本研究では、JRA-55 のモデル面データ (水平 TL319: 水平格子間隔約 60km, 鉛直  $\sigma$ -P ハイブリッド座標: 60 層) を、水平方向に 0.5 度間隔の等緯度経度座標 (水平格子間隔約 50km), 鉛直方向には 32 層 (1000, 975, 950, 925, 900, 875, 850, 825, 800, 775, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 400, 350, 300, 250, 225, 200, 175, 150, 125, 100, 70, 50, 30, 20, 10hPa) の P 面座標に変換したデータ (加藤 2015) を用いる。水平格子間隔が約 50km, 時間間隔が 6 時間のため、時空間スケールから考えるとメソ  $\beta$  スケール以下の環境場の特徴を明瞭に解析することは難しいが、総観～メソ  $\alpha$  スケールの環境場を解析するには十分と考えられる。

## 2.3 集中豪雨をあらわす降水量

第 1 節で述べたように、本研究では「1 日程度降り続く雨の中に 3 時間程度の短い時間のピークを持つ雨」を集中豪雨と定義している。本来であれば、1 日程度の積算降水量とその中でピークとなる 3 時間程度の積算降水量の両方を指標として用いるべきであるが、環境場との対応が複雑になり、理解し難くなると考えられる。吉崎・加藤 (2007) は、過去に発生したいくつかの顕著な集中豪雨事例を取り上げ、それらの集中豪雨事例が 3 時間積算降水量の分布で特徴づけられることを指摘している。以上のことから、本研究では集中豪雨を代表する降水量として 3 時間積算降水量を用いることとする。また、集中豪雨とする 3 時間積算降水量の閾値が問題となるが、本研究では津口・加藤 (2014) で用いた「130mm」を閾値とする。ただし、この指標だけでは集中豪雨をもたらす擾乱 (台風・熱帯低気圧, 低気圧, 前線など) は考慮しておらず、たとえば台風・熱帯低気圧本体による集中豪雨事例も含まれていることに注意が必要である。

## 2.4 統計解析を行う環境場をあらわす要素

第 1 節で述べたように、これまでの事例解析に基づく数多くの研究によって、集中豪雨が発生する総観～メソ  $\alpha$  スケールの環境場のいくつかの特徴が明らかになってきている。本研究では、それらの中でも特に以下の 4 つの特徴に着目する。

- ① 大気下層での暖湿気塊の流入
- ② 大気の成層状態の安定度
- ③ 大気中層における上昇流の存在とそれをもたらす力学的な強制力
- ④ 大気中層における湿度

それぞれの環境場をあらわす要素は数多く存在するが、本研究では、以下の要素について統計解析を行う。

### ① 大気下層での暖湿気塊の流入に関する要素

500m 高度の相当温位/水蒸気フラックス量/混合比 (500M\_EPT/QFLX/QV)

地上から 900hPa 面までの水蒸気フラックスの鉛直積分量 (900hPa\_IVT)

### ② 大気の成層状態の安定度に関する要素

500hPa 面の飽和相当温位と 950hPa 面の相当温位の差 (500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT)

500hPa 面の気温 (500hPa\_T)

950hPa 面から気塊を持ち上げた場合の対流有効位置エネルギー/自由対流高度までの距離/平衡高度 (950hPa\_CAPE/DLFC/LNB)

### ③ 大気中層における上昇流とそれをもたらす力学的な強制力に関する要素

メソβスケール以下の上昇・下降流を除去するために水平方向に約400kmで平均した500/700hPa面の鉛直P速度(500/700hPa\_OMG\_AVE)

300/850hPa面の風速(300/850hPa\_VEL) \*ジェット軸まわりにできる鉛直循環の原因として採用.

500hPa面の高度(500hPa\_Z) \*トラフ前面にできる上昇流の原因として採用.

④ 大気中層における湿度に関する要素

500/700hPa面の相対湿度(500/700hPa\_RH)

### 3. 西日本における最大3時間積算降水量と環境場をあらわす各要素の相関関係の統計解析

#### 3.1 解析方法

降水量と環境場をあらわすさまざまな要素との間にどのような定量的な関係があるかについては、これまで十分に調べられてはいない。ここでは、解析雨量とJRA-55を用いて、降水量と環境場をあらわす各要素の相関関係についての統計解析を行う。降水量には、第2.3項で述べたとおり3時間積算降水量を、環境場をあらわす要素としては第2.4項であげた要素をそれぞれ用いる。統計期間は1995~2014年(20年間)の7・8・9月とし、降水量の対象領域は第1図に示す西日本域の陸地(破線の四角形で囲まれた北緯32-37度/東経132-136度内の陸地)とする。環境場と対応づける降水量としては、領域内の最大値、平均値、中央値、総量などが考えられるが、ここでは最大値を用いる。6時間ごとの西日本域内の前3時間積算降水量の最大値に直前の時刻のJRA-55を対応づけ(たとえば、12-17JSTの西日本域内の前3時間積算降水量(1時間間隔)の最大値は09JSTのJRA-55に対応づけられる)、降水量と各要素の相関係数を計算した。ただし、最大3時間積算降水量とJRA-55による環境場の時刻には3-8時間の差があることから、環境場にはその時間内の移動等の影響も含まれていることには注意が必要である。西日本における最大3時間積算降水量とJRA-55の各格子点における各要素の相関係数は、水平分布図で示す。また、西日本の最大3時間積算降水量と環境場の代表値との関係を散布図で示す。ここで、散布図の縦軸は最大3時間積算降水量、横軸は以下のように決める各要素の代表値である。①の“下層の暖湿気塊の流入”をあらわす要素については、降水域(最大3時間積算降水量の地点)への海上からの流入が重要と考えられることから、降水域の風上側かつ海上の値(この条件に該当するまで探索する)を環境場の代表値とする。他の②・③・④の要素については、降水域の直上の値(周囲4点の線形内挿)を環境場の代表値とする。

#### 3.2 解析結果

第2図は、西日本における最大3時間積算降水量と各要素の相関係数の水平分布である。ここでは、①~④のそれぞれの要素の中で、それぞれもっとも相関が高かった①900hPa\_IVT(第2図a)、②500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT(第2図b)、③700hPa\_OMG\_AVE(第2図c)、④700hPa\_RH(第2図d)についてのみ示す。相関係数の水平分布をみると、西日本付近を中心として、900hPa\_IVTと700hPa\_RHでは正の相関、500hPa\_SEPT-950hPa\_EPTと700hPa\_OMG\_AVEでは負の相関がみられる。相関係数の最大・最小値はそれぞれ、900hPa\_IVTが0.41、500hPa\_SEPT-950hPa\_EPTが-0.37、700hPa\_OMG\_AVEが-0.56、700hPa\_RHが0.40となっている。どの要素も西日本の直上で相関係数の絶対値がもっとも大きくなっており、西日本から離れるにしたがって相関係数の絶対値は小さくなっている。900hPa\_IVTの相関係数の水平分布をみると、他の要素と比較して相関係数の絶対値が大きい領域が九州から台湾にかけての南~南西側に張り出しているように見える。このことは、西日本で集中豪雨が発生する場合には、南~南西側から南~南西風によって多量の暖湿気塊が流入することをあらわしていると考えられる。他の要素にはそのような特徴はみられず、ほぼ同心円の分布をしている。これらのことから、環境場をあらわす代表値として、900hPa\_IVTについては風上側の海上の値、その他の要素については直上の値を取ることが妥当であると考えられ

る。

次に、西日本の最大3時間積算降水量と各要素の相関関係をより詳細にみていく。第3図は、縦軸に西日本の最大3時間積算降水量を、横軸にその降水量と対応づけた各要素の代表値を取った散布図である。900hPa\_IVT(第3図a)をみると、900hPa\_IVTが増加すると最大3時間積算降水量もおおよそ増加する傾向がみられる(900hPa\_IVTが大きなもの、台風・熱帯低気圧本体によるものが多い。この点については第4.1項で述べる)。線形近似の決定係数は0.16、相関係数は0.40となっており、やや相関があると言える。500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT(第3図b)をみると、500hPa\_SEPT-950hPa\_EPTが減少すると最大3時間積算降水量はおおよそ増加する傾向がみられる。線形近似の決定係数は0.14、相関係数は-0.37となっており、弱い相関があると言える。700hPa\_OMG\_AVE(第3図c)をみると、700hPa\_OMG\_AVEが減少すると最大3時間積算降水量はおおよそ増加する傾向がみられる。線形近似の決定係数は0.27、相関係数は-0.52であり、やや相関があると言える。700hPa\_RH(第3図d)をみると、700hPa\_RHが増加すると最大3時間積算降水量もおおよそ増加する傾向がみられる。線形近似の決定係数は0.14、相関係数は0.38であり、弱い相関があると言える。以上のことは、大気下層での水蒸気量の流入が多いほど、大気の成層状態が不安定なほど、大気中層の総観スケールの上昇流が大きいくほど、大気中層が湿っているほど、最大3時間積算降水量が多くなる傾向があることを示している。しかし、散布図を詳細にみると、最大3時間積算降水量と各要素の対応関係はそれほど単純ではないことがわかる。たとえば、900hPa\_IVTでは、 $200\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下であっても最大3時間積算降水量が300mmを超える事例もあれば、 $600\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上であっても最大3時間積算降水量が150mmに満たない事例もある。その他の要素についても類似の特徴がみられる。このことの原因としては、環境場をあらわす代表値が位置ずれや時間ずれなどによって、そもそも集中豪雨が発生する環境場を代表していない場合があることが考えられる。また、降水は複数の要因が複雑にからみ合った結果としてもたらされるものであり、単一の要素だけで決まるものではないことをあらわしていると考えられる。

最後に、解析を行った16個のすべての要素(代表値)と西日本の最大3時間積算降水量の相関係数を第1表に示す。この表をみると、西日本の最大3時間積算降水量ともっとも相関が高いのは700hPa\_OMG\_AVEであり、相関係数は-0.52である。一方、もっとも相関が低いのは500hPa\_Zであり、相関係数は0.0である。①～④の集中豪雨が発生する環境場の特徴の中では、①の“下層の暖湿気塊の流入(500M\_QFLX, 500M\_QV, 900hPa\_IVT)”と③の内の“大気中層における上昇流(500hPa\_OMG\_AVE, 700hPa\_OMG\_AVE)”が最大3時間積算降水量との相関が相対的に高くなっている。

次節では、①～④の特徴の中で、特に最大3時間積算降水量との相関が高かったそれぞれの要素である①900hPa\_IVT、②500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT、③700hPa\_OMG\_AVE、④700hPa\_RHの統計解析を行う。

## 4. 西日本における集中豪雨が発生する環境場の統計解析

### 4.1 単一の要素を用いた統計解析

#### a. 解析方法

西日本を対象として、集中豪雨が発生する総観～メソ $\alpha$ スケールの環境場についての統計解析を行う。統計期間は、第3節と同様に1995-2014年(20年間)の7・8・9月である。統計解析を行う要素は、①900hPa\_IVT、②500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT、③700hPa\_OMG\_AVE、④700hPa\_RHとし、6時間ごとの西日本域内の前3時間積算降水量の最大値に直前の時刻のJRA-55を対応づける。ここで、第2.3項で述べたとおり、最大3時間積算降水量が「130mm」を超える事例を集中豪雨として扱うが、台風・熱帯低気圧本体(中心から500km以内)による事例は環境場への寄与が大きくなり過ぎるので、除くこととする。

環境場の解析では、集中豪雨が発生する環境場(最大3時間積算降水量が130mm以上の場合(台風・熱帯低気圧本体による事例は除く): r130\_gt\_woTY), 期間内の平均の環境場(平均場: all), 1mm未満の降水時の環境場(降水が無い場合: r1\_lt)についての統計解析を行い、それぞれを比較する。第4図に、解析対象となる西日本における最大3時間積算降水量の頻度分布を示す。これをみると、集中豪雨に該当する130mm以上の事例数は399となっているが、台風・熱帯低気圧本体による事例を除くと296となる。統計解析を行うそれぞれのサンプル数は、allが7360, r1\_ltが355, r130\_gt\_woTYが296である。

次に、環境場の統計解析の方法について説明する。まず、各要素についてそれぞれのコンポジット解析を行う。また、r130\_gt\_woTYとall・r1\_ltとの差分をとるとともに、その差に統計的に有意な差があるかどうかをWelchのt検定(両側有意水準は1%に設定)によって検証する。続いて、降水量と各要素の代表値(代表値は、第3節と同様の方法で抽出)との関係について、さまざまなグラフを用いて詳細な解析を行う。

## b. コンポジット解析

各要素のコンポジット解析を行うことで、集中豪雨が発生する環境場の面的な特徴を把握する。また、各要素について、r130\_gt\_woTYとall・r1\_ltとの比較を行うことで、集中豪雨が発生する場合の環境場の特徴をより明瞭にする。

第5図aは、900hPa\_IVTのコンポジットである。allをみると、台湾の北東側の東シナ海上で $140\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上となっており、周囲よりも値が大きくなっている。日本列島周辺では、東シナ海から関東地方南岸にかけての太平洋上と対馬海峡から東北地方にかけての日本海上で周囲よりも値が大きくなっている。r1\_ltをみると、台湾の周辺では $160\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上と値が大きくなっているが、日本列島周辺では全体的に値が小さく、 $80\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下となっている。r130\_gt\_woTYをみると、東シナ海を中心に値が大きくなっており、さらに東シナ海から東海地方南岸にかけての太平洋上と対馬海峡から北陸地方にかけての日本海上では $160\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上と特に値が大きくなっている。r130\_gt\_woTYとallの差分(第6図a)をみると、東シナ海から西日本にかけての領域で両者の差が大きくなっており、r130\_gt\_woTYの方がallよりも $20\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上も大きい。また、t検定の結果をみると、この領域で両者に統計的に有意な差があることがわかる。一方、r130\_gt\_woTYとr1\_ltの差分(第6図a)をみると、水平分布はallとの差分と類似しているが、両者の差はさらに大きくなっている。東シナ海から西日本にかけての領域では、r130\_gt\_woTYの方がr1\_ltよりも $80\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上も大きくなっており、t検定の結果からは、この領域で両者に統計的に有意な差があることがわかる。以上のことから、900hPa\_IVTは、東シナ海から西日本にかけての領域で、集中豪雨が発生する場合の方が平均場/降水が無い場合よりも統計的に有意に大きく(水蒸気の流入量が多い)なっていることがわかる。

第5図bは、500hPa\_SEPT-950hPa\_EPTのコンポジットである。allをみると、日本の南海上では広範囲で負の値(不安定)となっており、北緯32.5度付近を境にして、それよりも北側では正の値(安定)となっている。r1\_ltをみると、全体的な分布はallと類似しているが、東経145度以西のOK線の位置がallよりも南に下がっており、西日本周辺は正の値(安定)となっている。r130\_gt\_woTYをみると、全体的な分布はall・r1\_ltと類似しているが、特に西日本の南海上では-5K線が北に張り出しており、西日本付近ではall・r1\_ltよりも不安定になっていることがわかる。r130\_gt\_woTYとallの差分(第6図b)をみると、西日本付近を中心として最大で4K以上もr130\_gt\_woTYの方がallよりも低くなっており、t検定の結果からは、西日本を含むさらに広い領域で統計的に有意な差があることがわかる。r130\_gt\_woTYとr1\_ltの差分(第6図b)をみると、水平分布はallとの差分と類似しているが、東シナ海から関東地方にかけての広い領域でallとの差よりもさらに差が大きくなっており、西日本付近を中心としてr130\_gt\_woTYの方がr1\_ltよりも10K以上も低くなっている。t検定の結果をみると、all

との差分よりもさらに広い領域にわたって統計的に有意な差があることがわかる。以上のことから、500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT は、西日本付近を含む広範囲の領域で、集中豪雨が発生する場合の方が平均場/降水が無い場合よりも統計的に有意に小さくなっている(不安定)ことがわかる。

第5図cは、700hPa\_OMG\_AVE のコンポジットである。all をみると、日本列島付近は東西にのびる形で約 $-0.5\text{hPa/h}$ の非常に弱い上昇流場となっている。r1\_lt をみると、北海道から沖縄までを覆うような形で約 $1\text{hPa/h}$ の下降流場となっている。r130\_gt\_woTY をみると、all と同様に日本列島付近は東西にのびる形で上昇流場となっており、特に西日本付近では $-5\text{hPa/h}$ 以下の強い上昇流場となっている。r130\_gt\_woTY と all の差分(第6図c)をみると、西日本付近の上空では両者の差が特に大きくなっており、r130\_gt\_woTY の方がall よりも約 $4\text{hPa/h}$ も上昇流が強くなっている。t 検定の結果をみると、その領域を囲むようにして、東シナ海から西日本にかけての領域で統計的に有意な差があることがわかる。r130\_gt\_woTY と r1\_lt との差分をみると、水平分布はall との差分と類似しているが、西日本付近ではさらに差が大きくなっており、r130\_gt\_woTY の方がr1\_lt よりも $7\text{hPa/h}$ 以上も上昇流が強くなっている。t 検定の結果をみると、all よりも広い領域で統計的に有意な差がある。以上のことから、700hPa\_OMG\_AVE は、西日本付近で、集中豪雨が発生する場合の方が平均場/降水が無い場合よりも統計的に有意に強くなっている(上昇流)ことがわかる。ただし、700hPa\_OMG\_AVE は空間平均をしているとはいえ、集中豪雨発生前の対流の影響を少なからず受けている場合もあることには注意が必要である。

第5図dは、700hPa\_RH のコンポジットである。all をみると、九州地方から東北地方にかけて、相対湿度が約60%の領域が東西にのびている。r1\_lt をみると、北海道から九州地方を覆うような形で相対湿度が50%以下となっており、特に西日本付近では30%以下となっており、かなり乾燥している。r130\_gt\_woTY をみると、九州地方から関東地方にかけて、相対湿度が約70%の領域が東西にのびている。r130\_gt\_woTY と all の差分(第6図d)をみると、九州地方から関東地方にかけての領域で両者の差が約20%となっており、r130\_gt\_woTY の方がall よりも湿っている。t 検定の結果からは、この領域を含むさらに広い領域で統計的に有意な差があることがわかる。r1\_lt と r130\_gt\_woTY との差分をみると、水平分布はall との差分と類似しているが、西日本付近ではさらに差が大きくなっており、40%以上もr130\_gt\_woTY の湿度が大きくなっている。t 検定の結果をみると、all よりも広い領域で統計的に有意な差がみられる。以上のことから、700hPa\_RH は、西日本付近を中心として、集中豪雨が発生する場合の方が平均場/降水が無い場合よりも統計的に有意に大きくなっている(湿潤)ことがわかる。ただし、700hPa\_RH については、集中豪雨発生前の対流の影響を少なからず受けている場合もあることには注意が必要である。

### c. グラフによる解析

集中豪雨が発生する環境場の特徴について、さらに定量的な理解を深めるために、各要素の代表値を用いた統計解析を行う。

900hPa\_IVT の散布図(第7図a)をみると、第3図aで示したように、サンプルは $0\sim 700\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ の範囲に分布しており、900hPa\_IVT が増加するとおおそ最大3時間積算降水量も増加する傾向がみられる。r130\_gt\_woTY と r1\_lt の分布をみると、900hPa\_IVT が $0\sim 200\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ の範囲でそれらの多くが重複しており、両者を明確にわけるとは難しい。一方で、900hPa\_IVT が $200\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上のところに最大3時間積算降水量が130mm以上のサンプルが多数分布しているが、これらは台風・熱帯低気圧本体による集中豪雨が多くを占めている。次に頻度分布(第8図a)をみると、all は $0\sim 60\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ まで頻度が急激に上昇し、 $60\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ をピークとしてその後はゆるやかに頻度が減少している。r1\_lt は $40\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ をピークとして、all とほぼ類似の変化傾向を示している。r130\_gt\_woTY をみると、 $0\sim 120\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ の範囲でゆるやかに頻度が増加し、 $120\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ をピークとして、その

後は  $280\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  までゆるやかに頻度が減少している。r130\_gt\_woTY は、 $80\sim 100\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  を境にして、それよりも小さいと all・r1\_lt よりも頻度が小さく、それ以上の値では all・r1\_lt よりも頻度が大きくなっている。最後に箱ひげ図(第9図a)をみる。平均値(中央値)はそれぞれ、all が  $94.7(75.1)\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 、r1\_lt が  $55.1(47.2)\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 、r130\_gt\_woTY が  $133.9(125.5)\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  となっている。また、25・50・75パーセント値をそれぞれ比較すると、r130\_gt\_woTY は all と比較してすべてが大きく、r1\_lt と比較するとその差はさらに大きくなっており、r130\_gt\_woTY の25パーセント値が r1\_lt の75パーセント値よりも大きくなっている。r130\_gt\_woTY と all/r1\_lt についての t 検定を行ったところ、t 値は  $9.43/17.83$  となっており、両者に対して統計的に有意な差がある。

500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT の散布図(第7図b)をみると、第3図bで示したように、サンプルは  $-20\sim 35\text{K}$  の範囲に分布しており、500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT が減少するとおおよそ最大3時間積算降水量は増加する傾向がみられる。r130\_gt\_woTY と r1\_lt の分布をみると、両者は重複している部分もあるが、r130\_gt\_woTY は500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT が負値(不安定)のところによく分布しており、r1\_lt では x 軸上に重なっているが、500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT が正值(安定)のところによく分布している。次に頻度分布(第8図b)をみると、all は  $-2.5\text{K}$  をピークとして、ほぼ正規分布をしているように見える。r1\_lt をみると、ピークの位置は明瞭ではなく、 $-10\sim 15\text{K}$  の範囲ではほぼ同じ頻度(5~10%)となっている。r130\_gt\_woTY をみると、ピークが  $-5\text{K}$  となっており、ほぼ正規分布をしているように見える。all と比較すると負値の頻度が大きくなっており、反対に正值の頻度は小さくなっている。r1\_lt と比較すると、負値の頻度がかなり大きくなっている。最後に箱ひげ図(第9図b)をみる。平均値(中央値)はそれぞれ、all が  $0.2(-1.5)\text{K}$ 、r1\_lt が  $6.8(7.3)\text{K}$ 、r130\_gt\_woTY が  $-3.9(-4.1)\text{K}$  となっている。また、25・50・75パーセント値をそれぞれ比較すると、r130\_gt\_woTY は all と比較してすべてが小さく、r1\_lt と比較するとその差はさらに大きくなっており、r130\_gt\_woTY の75パーセント値が r1\_lt の25パーセント値よりも小さくなっている。r130\_gt\_woTY と all/r1\_lt について t 検定を行ったところ、t 値は  $17.60/19.62$  となっており、両者に対して統計的に有意な差がある。

700hPa\_OMG\_AVE の散布図(第7図c)をみると、第3図cで示したように、サンプルは  $-40\sim 20\text{hPa/h}$  の範囲に分布し、700hPa\_OMG\_AVE が減少する(上昇流が強まる)と最大3時間積算降水量はおおよそ増加する傾向がみられる。r130\_gt\_woTY と r1\_lt の分布をみると、重複している部分もみられるが、r130\_gt\_woTY は700hPa\_OMG\_AVE が負値(上昇流)のところによく分布しており、r1\_lt では x 軸上に重なっているが、700hPa\_OMG\_AVE が正值(下降流)のところによく分布している。次に頻度分布(第8図c)をみると、all は  $0\text{hPa/h}$  をピークとして、ほぼ正規分布をしている。r1\_lt をみると、ピークの位置は all と同様に  $0\text{hPa/h}$  になっているが、やや正側にシフトしており、正值の頻度が大きくなっている。一方、r130\_gt\_woTY をみると、ピークの値は  $-3\text{hPa/h}$  となっており、その値以下の負値の頻度が all と r1\_lt よりもかなり大きくなっている。最後に箱ひげ図(第9図c)をみる。平均値(中央値)はそれぞれ、all が  $-1.5(-0.5)\text{hPa/h}$ 、r1\_lt が  $1.7(1.6)\text{hPa/h}$ 、r130\_gt\_woTY が  $-5.8(-4.6)\text{hPa/h}$  となっている。また、25・50・75パーセント値をそれぞれ比較すると、r130\_gt\_woTY は all と比較してすべてが小さく、r1\_lt と比較するとその差はさらに大きくなっており、r130\_gt\_woTY の75パーセント値が r1\_lt の25パーセント値よりも小さくなっている。r130\_gt\_woTY と all/r1\_lt について t 検定を行ったところ、t 値は  $12.88/21.49$  となっており、両者に対して統計的に有意な差がある。

700hPa\_RH の散布図(第7図d)をみると、第3図dで示したように、サンプルは  $0\sim 100\%$  の範囲に分布し、700hPa\_RH が増加すると最大3時間積算降水量もおおよそ増加する傾向がみられる。r130\_gt\_woTY と r1\_lt の分布をみると、重複している部分も多くあるが、r130\_gt\_woTY は700hPa\_RH が50%よりも大きなところに多くが分

布しており、 $r1\_lt$  では  $x$  軸上に重なっているが、700hPa\_RH が 50%未満のところによく分布している。次に頻度分布(第 8 図 d)をみると、all の頻度は左端からゆるやかに増大して 75%付近がピークとなり、その後は 100%まで減少している。 $r1\_lt$  をみると、ピークの位置が 5%になっており、10~70%の範囲ではほぼ同じ頻度(約 5%)になっている。 $r130\_gt\_woTY$  をみると、50%以下の頻度はかなり小さいが、50%から頻度が急激に増大して 75%がピークとなっている。60~90%の範囲の頻度は all と  $r1\_lt$  よりも大きくなっている。最後に箱ひげ図(第 9 図 d)をみる。平均値(中央値)はそれぞれ、all が 59.1(63.6)%,  $r1\_lt$  が 30.0(30.1)%,  $r130\_gt\_woTY$  が 70.8(72.7)%となっている。25・50・75 パーセント値をそれぞれ比較すると、 $r130\_gt\_woTY$  は all と比較してすべてが大きく、 $r1\_lt$  と比較するとその差はさらに大きくなっており、 $r130\_gt\_woTY$  の 25 パーセント値は  $r1\_lt$  の 75 パーセント値よりも大きくなっている。 $r130\_gt\_woTY$  と all/ $r1\_lt$  について t 検定を行ったところ、t 値は 15.45/29.14 となっており、両者に対して統計的に有意な差がある。

第 2 表にそれぞれの要素における  $r130\_gt\_woTY$  と all/ $r1\_lt$  の平均値の差と t 値の絶対値を示す。これらを見ると、 $r130\_gt\_woTY$  は all/ $r1\_lt$  と比較して、900hPa\_IVT と 700hPa\_RH は大きく、500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT と 700hPa\_OMG\_AVE は小さくなっており、すべての要素において両側有意水準 1%で統計的に有意な差がある。また、それぞれの要素における t 値の値をみると、all との比較では 500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT が、 $r1\_lt$  との比較では 700hPa\_RH がもっとも t 値の絶対値が大きく、これらの 4 つの要素の中で統計的にもっとも大きな差があることがわかる。

## 4.2 複数の要素の組み合わせによる統計解析

### a. 2 つの要素の組み合わせによる解析

前項では、単一の要素と集中豪雨が発生する環境場との関係を統計的に解析した結果について述べた。単一の要素でも、集中豪雨が発生する場合と平均場/降水が無い場合の間には統計的に有意な差があることが明らかになった。しかし、集中豪雨(降水)は単一の要素だけが寄与することで発生するのではなく、複数の要素が寄与することで発生しているはずである。そこでここでは、まずは 2 つの要素を組み合わせることで、環境場と集中豪雨との関係を調べる。紙面の都合上、700hPa\_RH と他の 3 つの要素との組み合わせについてのみ示す。

700hPa\_RH と 900hPa\_IVT の組み合わせ(第 10 図 a)をみると、all の確率密度分布は 70%,  $60\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$  付近を中心にして上下にややつぶれた円形の分布をしている。このことは、両者の相関関係が低いことをあらわしている。 $r1\_lt$  と  $r130\_gt\_woTY$  のそれぞれの分布をみると、all の確率密度分布に対して、 $r1\_lt$  は左に、 $r130\_gt\_woTY$  は右に多くが分布しているようにみえる。このことは、大気下層に多量の水蒸気が流入する場合、もしくは大気下層の水蒸気の流入が少なくても中層が湿っている場合には、集中豪雨が発生しやすいことをあらわしている。

700hPa\_RH と 500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT の組み合わせ(第 10 図 b)をみると、all の確率密度分布は 70%, -5K 付近を中心として上下にややつぶれた円形の分布をしている。このことは、両者の相関関係が低いことをあらわしている。 $r1\_lt$  と  $r130\_gt\_woTY$  のそれぞれの分布をみると、all の確率密度分布に対して、 $r1\_lt$  は左上に、 $r130\_gt\_woTY$  はやや右に多くが分布しているようにみえる。このことは、大気中層が湿っており、なおかつ大気の成層状態が不安定な方が、集中豪雨が発生しやすいことをあらわしている。

700hPa\_RH と 700hPa\_OMG\_AVE の組み合わせ(第 10 図 c)をみると、all の確率密度分布は 30~80%, 0hPa/h 付近に扁平に分布しているが、700hPa\_RH が大きくなると、700hPa\_OMG\_AVE が小さくなる傾向がみられる。このことは、両者にやや負の相関があることをあらわしている(上昇流が存在することで、その結果として中層が湿っている可能性がある)。 $r1\_lt$  と  $r130\_gt\_woTY$  のそれぞれの分布をみると、all の確率密度分布に対して、 $r1\_lt$  は左側に、 $r130\_gt\_woTY$  は右下に多くが分布しているようにみえる。このことは、大気中層が湿っており、なおかつ

大気中層の上昇流が強い方が、集中豪雨が発生しやすいことをあらわしている。

以上のように、2つの要素を組み合わせることで、集中豪雨が発生する場合と平均場/降水が無い場合との差がより明瞭になることがわかる。

### b. 3つの要素の組み合わせによる解析

多数の要素を組み合わせることは原理上可能ではあるが、要素数が増えるほど直感的な理解が難しくなる。ここでは、試しに500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT, 700hPa\_OMG\_AVE, 700hPa\_RHの3つの要素を組み合わせ、環境場と集中豪雨との関係を調べる。第11図は、3つの要素をそれぞれx・y・z軸に取り、r1\_ltとr130\_gt\_woTYの分布を描画したものである。これをみると、r1\_ltとr130\_gt\_woTYのそれぞれが密集している領域は区別できる。これまでの単一の要素や2つの要素の組み合わせでみてきたように、大気の成層状態が不安定なほど、中層の上昇流が強いほど、大気中層が湿っているほど、集中豪雨が発生しやすいことをあらわしている。これらの要素が集中豪雨の発生にとって独立に好条件になるのではなく、それぞれの要素がすべて好条件になる方が、集中豪雨が発生しやすいことを示している。

## 5. まとめと今後の課題

西日本域を対象として、1995～2014年(20年間)の7・8・9月の期間について、JRA-55を用いて集中豪雨が発生する総観～メソ $\alpha$ スケールの環境場の統計解析を行った。得られた結果は、以下のとおりである。

- ・西日本域における最大3時間積算降水量と総観～メソ $\alpha$ スケール環境場の特徴との相関関係を統計的に解析した。その結果、それぞれの環境場の特徴の中で、900hPa\_IVT(地上から900hPa面までの水蒸気フラックスの鉛直積分量)、500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT(500hPa面の飽和相当温位と950hPa面の相当温位の差)、700hPa\_OMG\_AVE(メソ $\beta$ スケール以下の上昇・下降流を除去するために水平方向に約400kmで平均化した700hPa面の鉛直P速度)、700hPa\_RH(700hPa面の相対湿度)の4つの要素が特に相関が高いことがわかった。
- ・集中豪雨が発生する環境場と平均場/降水が無い場合の環境場との比較を行ったところ、上記の4つの要素には統計的に有意な差があることがわかった。
- ・単一の要素だけでなく、複数の要素を組み合わせることで、集中豪雨が発生する環境場をより明瞭に把握できる可能性があることを示した。

今回の研究では、対象地域は西日本だけであり、時期も7・8・9月の夏季だけであった。しかし、これ以外の地域や季節にも集中豪雨は発生する。今後、対象地域・時期を広げて統計解析を行う必要がある。このことは、集中豪雨のより普遍的(一般的)な理解へつながると考えている。

## 謝 辞

平成23・24年度、および平成25・26年度の地方共同研究に参加された大阪管区気象台をはじめとする大阪管内の各地方気象台の職員のみなさんには、多くのアイデアをいただきました。また、本研究を進めるにあたり、瀬古弘予報研究部第二研究室長、加藤輝之予報研究部第三研究室長(現 気象庁観測システム運用室長)、予報研究部のみなさんには、数多くのご助言をいただきました。金田幸恵博士(名古屋大学)、柳瀬亘博士(気象研究所台風研究部)、篠田太郎博士(名古屋大学)には有益な議論をしていただき、数多くの有益なコメントをいただきました。以上の方々に、謝意をあらわします。

## 参考文献

- Chuda, T. and H. Niino, 2005: Climatology of environmental parameters for mesoscale convections in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 391-408.
- Doswell, C. A., III, H. E. Brooks, and R. A. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- 福井英一郎, 1967: 日本における集中豪雨の研究 -九州と北海道の場合-. 東京教育大学地理学研究報告, **11**, 83-95.
- 福井英一郎, 1968: 日本の豪雨. 東京教育大学地理学研究報告, **12**, 1-18.
- 福井英一郎, 1970: 日本における豪雨の分布. 地理学評論, **43-10**, 581-593.
- 平原洋一, 水野量, 2000: 日本列島での強雨予測に対する各種指数の有効度. 気象庁研究時報, **52**, 125-142.
- Hirockawa, Y. and T. Kato, 2012: Kinetic energy budget analysis on the development of a meso- $\beta$ -scale vortex causing heavy rainfall, observed over Aomori prefecture in northern Japan on 11 November 2007. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90**, 905-921.
- Ishihara, M., Y. Fujiyoshi, A. Tabata, H. Sakakibara, K. Akaeda, and H. Okamura, 1995: Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the Baiu front in 1988: Its kinematical structure and maintenance process. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 139-163.
- Junker, N. W., R. S. Schneider, and S. L. Fauver, 1999: A study of heavy rainfall events during the Great Midwest Flood of 1993. *Wea. Forecasting*, **14**, 701-712.
- Kato, T., 1998: Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 97-128.
- Kato, T., 2006: Structure of the band-shaped precipitation system inducing the heavy rainfall observed over northern Kyushu, Japan on 29 June 1999. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 129-153.
- 加藤輝之, 2015: 線状降水帯発生要因としての鉛直シアと上空の湿度について. 平成26年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 114-132.
- Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899-924.
- Kato, T. and K. Aranami, 2005: Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model. *SOLA*, **1**, 1-4.
- Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato, and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01 -Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations-. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 993-1013.
- Kato, T., S. Hayashi, and M. Yoshizaki, 2007: Statistical study on cloud top heights of cumulonimbi thermodynamically estimated from objective analysis data during the Baiu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 529-557.
- Kawabata, T., T. Kuroda, H. Seko and K. Saito, 2011: A cloud-resolving 4DVAR assimilation experiment for a local heavy rainfall event in the Tokyo metropolitan area. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1911-1931.
- 河野耕平, 廣川康隆, 大野久雄, 2004: ラジオゾンデデータによる気団性雷雨日の診断 -太平洋高気圧下の夏の関東地方-. 天気, **51**, 17-30.
- 北畠尚子, 2002: 2000年9月11-12日の東海地方の豪雨に対する対流不安定と前線強化に伴う循環の役割. 気象

研究所研究報告, **53**, 91-108.

- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- Maddox, R. A., C. F. Chappell, and L. R. Hoxit, 1979: Synoptic and meso- $\alpha$  scale aspects of flash flood events. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **60**, 115-123.
- Moore, J. T., F. H. Glass, C. E. Graves, S. M. Rochette, and M. J. Singer, 2003: The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central United States. *Wea. Forecasting*, **18**, 861-878.
- Moore, B. J., K. M. Mahoney, E. M. Sukovich, R. Cifelli, and T. M. Hamill, 2015: Climatology and environmental characteristics of extreme precipitation events in the southeastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, **143**, 718-741.
- Morotomi, K., T. Shinoda, Y. Shusse, T. Kouketsu, T. Ohigashi, K. Tsuboki, H. Uyeda and I. Tamagawa, 2012: Maintenance mechanisms of a precipitation band formed along the Ibuki-Suzuka Mountains on September 2-3, 2008. *J. Meteor. Soc. Japan*, **90**, 737-753.
- 永田和彦, 辻村豊, 2006: 解析雨量及び降水短時間予報の特性と利用上の注意点. 平成18年度量的予報研修テキスト, 気象庁予報部, 9-24.
- Nagata, M. and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a low-level jet over Japan in the Baiu season. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1309-1336.
- Ninomiya, K., 2010: Intense rainfalls in August 17, 1968 over the Kiso-Hida and Nagara River Basin in Japan associated with intrusion of middle tropospheric dry airs over the low-level moist belt. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 737-754.
- Nomura, S., and T. Takemi, 2011: Environmental stability for afternoon rain events in the Kanto Plain in summer. *SOLA*, **7**, 9-12.
- Ogura, Y., T. Asai, and K. Dohi, 1985: A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 883-900.
- Peters, J. M., and R. S. Schumacher, 2014: Objective categorization of heavy-rain-producing MCS synoptic types by rotated principal component analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 1716-1737.
- Schumacher, R. S., and R. H. Johnson, 2005: Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 961-976.
- 瀬古弘, 2010: 中緯度のメソ $\beta$ スケール線状降水系の形態と維持機構に関する研究. 気象庁研究時報, **62**, 1-74.
- Seko, H., T. Kato, K. Saito, M. Yoshizaki, K. Kusunoki, M. Maki, and Members of Tsukuba Area Precipitation Studies, 1999: Analytical and numerical studies of a quasi-stationary precipitation band observed over the Kanto area associated with Typhoon 9426 (Orchid). *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 929-948.
- Seko, H., Y. Shoji, and F. Fujibe, 2007: Evolution and airflow structure of a Kanto thunderstorm on 21 July 1999(the Nerima heavy rainfall event). *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 455-477.
- Stevenson, S. N., and R. S. Schumacher, 2014: A 10-year survey of extreme rainfall events in the central and Eastern United States using gridded multisensory precipitation analyses. *Mon. Wea. Rev.*, **142**,

3147-3162.

Syono, S., K. Miyakoda, S. Manabe, T. Matsuno, T. Murakami, and M. Okuta, 1959: Broad-scale and small-scale analyses of a situation of heavy precipitation over Japan in the last period of Baiu season 1957. *J. Meteor. Soc. Japan*, **37**, 128-135.

Takemi, T., 2014: Characteristics of summertime afternoon rainfall and its environmental conditions in and around the Nobi Plain. *SOLA*, **10**, 158-162.

津口裕茂, 2013: 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特徴・環境場に関する統計解析. 平成24年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 96-107.

津口裕茂, 2014: 集中豪雨が発生する総観〜メソ $\alpha$ スケール環境場の統計解析 - 7月(梅雨末期)の九州地方について -. 平成25年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 72-83.

津口裕茂, 榊原均, 2005: 2001年10月10日佐原・鹿嶋に豪雨をもたらしたレインバンドの構造と維持機構. *天気*, **52**, 25-39.

Tsuguti, H. and T. Kato, 2014: Contributing factors of the heavy rainfall event at Amami-Oshima Island, Japan, on 20 October 2010. *J. Meteor. Soc. Japan*, **92**, 163-183.

津口裕茂, 加藤輝之, 2014: 集中豪雨事例の客観的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析. *天気*, **61**, 455-469.

安田清美, 1970: 日本における強雨(50mm/hr以上)の気候学的特性. *天気*, **17**, 539-548.

Urita, S., H. Saito and H. Matsuyama, 2011: Temporal and spatial discontinuity of Radar/Raingauge-Analyzed Precipitation that appeared in relation to the modification of its spatial resolutions. *HydroL. Res. Lett.*, **5**, 37-41.

Watanabe, H. and Y. Ogura, 1987: Effects of orographically forced upstream lifting on mesoscale heavy precipitation: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 661-675.

Yamasaki, M., 2007: A numerical study of rainfall associated with a Baiu Front: A case of Niigata-Fukushima heavy rainfall in 2004. *SOLA*, **3**, 57-60.

Yamasaki, M., 2008: A study of Fukui heavy rainfall in 2004. *J. Meteor. Soc. Japan*, **86**, 369-376.

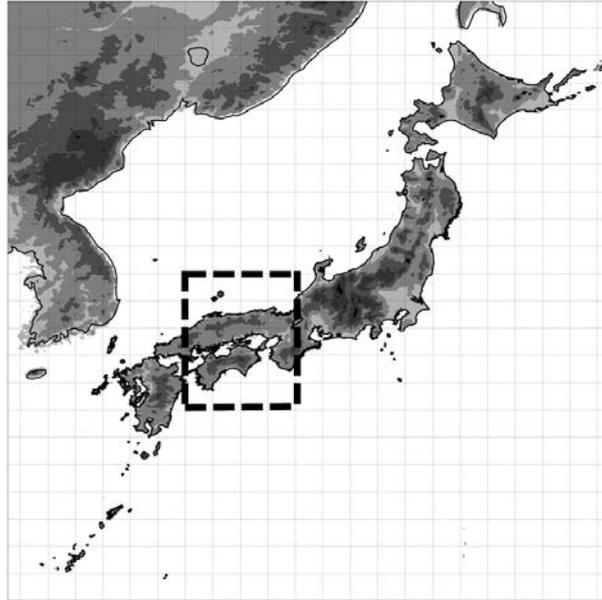
吉崎正憲, 加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店, 187pp.

第1表: 西日本域における最大3時間積算降水量と各要素の相関係数

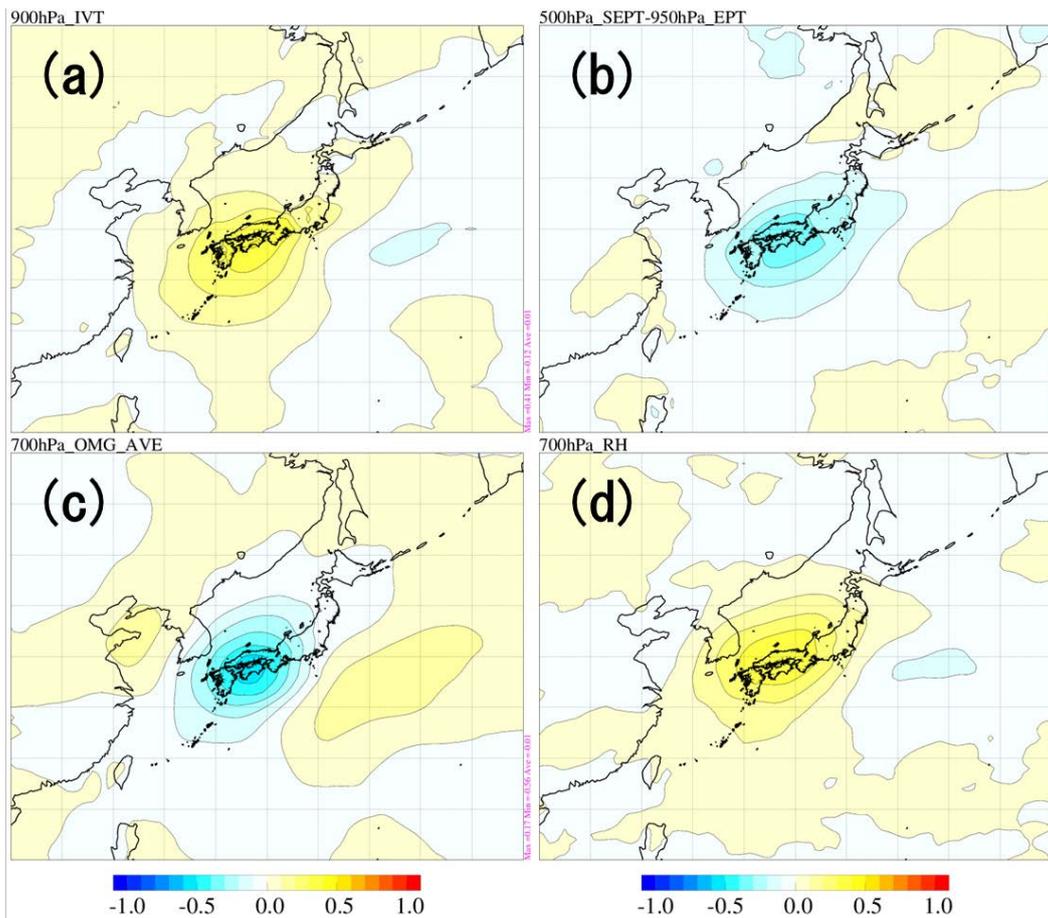
相関係数: 0.4-0.7 (やや相関あり)	500M_QFLX(0.40), 500M_QV(0.40), <b>900hPa_IVT(0.40)</b> , 500hPa_OMG_AVE(-0.49), <b>700hPa_OMG_AVE(-0.52)</b>
相関係数: 0.2-0.4 (弱い相関あり)	500M_EPT(0.36), <b>500hPa_SEPT-950hPa_EPT(-0.37)</b> , 850hPa_VEL(0.32), 500hPa_RH(0.33), <b>700hPa_RH(0.38)</b>
相関係数: 0.0-0.2 (ほとんど相関無し)	500hPa_T(0.10), 950hPa_CAPE(0.07), 950hPa_DLFC(-0.19), 950hPa_LNB(-0.01), 300hPa_VEL(-0.12), 500hPa_Z(0.00)

第2表: 各要素の差分(diff)とt値

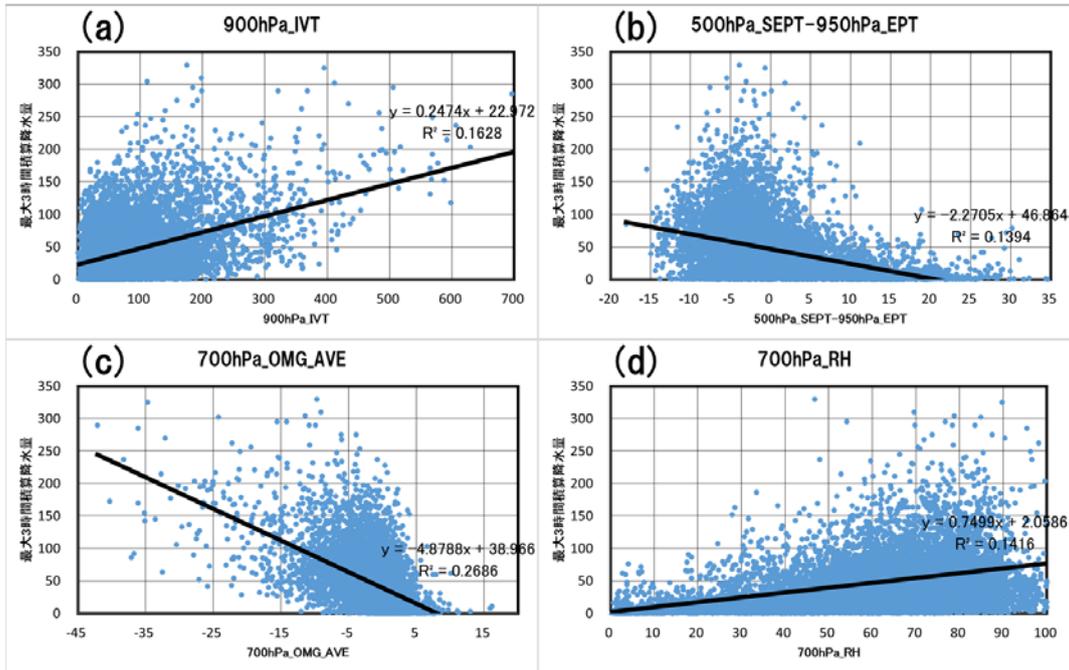
要素	all-r130_gt_woTY		r1_lt-r130_gt_woTY	
	diff	t値	diff	t値
900hPa_IVT	-39.22	9.43	-78.82	17.83
500hPa_SEPT-950hPa_EPT	4.12	17.60	10.75	19.62
700hPa_OMG_AVE	4.31	12.88	7.53	21.49
700hPa_RH	-11.68	15.45	-40.80	29.14



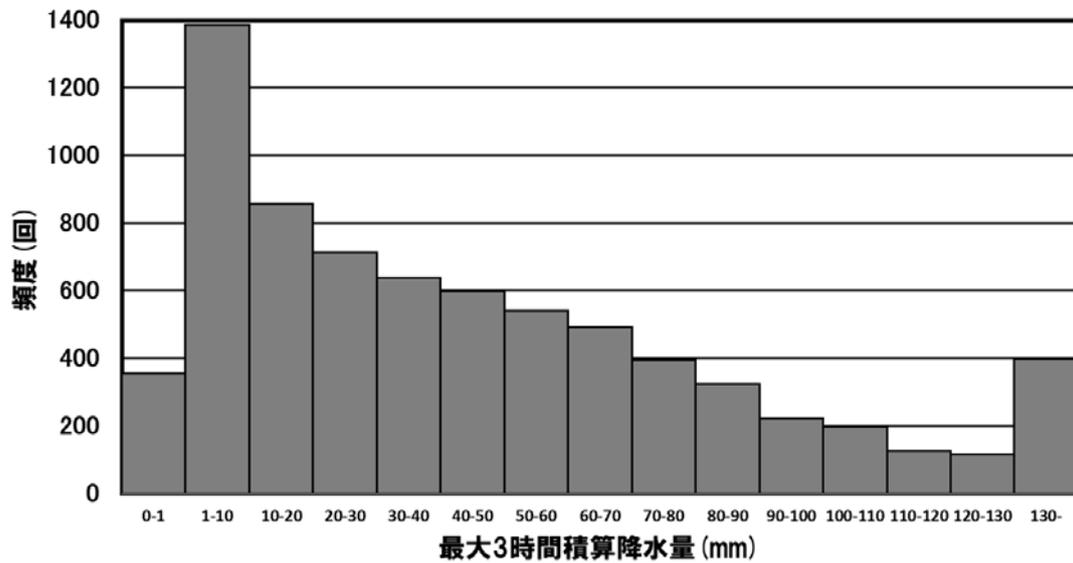
第1図: 最大3時間積算降水量を抽出する領域(破線の四角形で囲まれた 北緯32-37度/東経132-136度内の陸地).



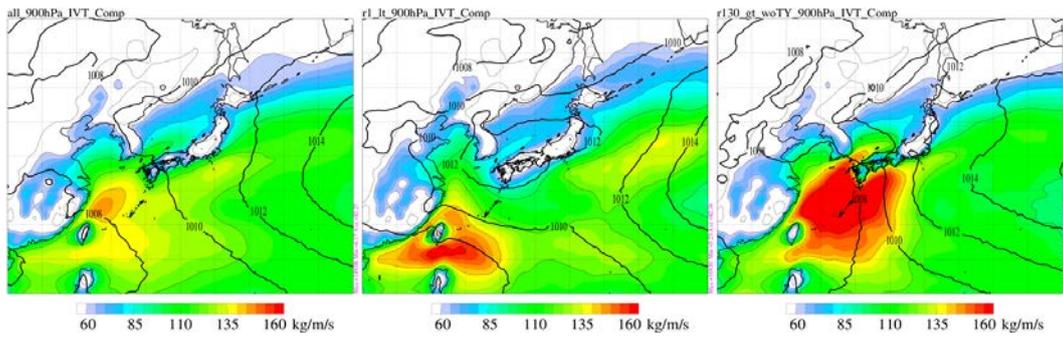
第2図: 西日本域における最大3時間積算降水量と各要素の相関係数の水平分布. (a) 900hPa\_IVT, (b) 500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT, (c) 700hPa\_OMG\_AVE, (d) 700hPa\_RH.



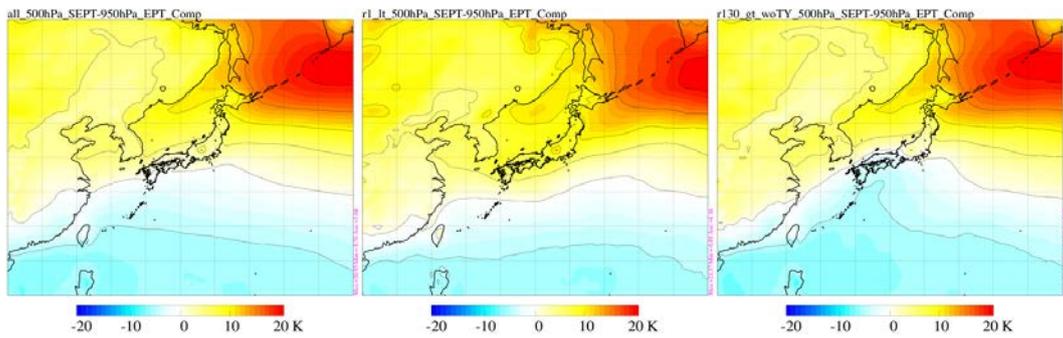
第3図: 西日本域における最大3時間積算降水量と各要素の散布図。横軸は各要素, 縦軸は最大3時間積算降水量。(a) 900hPa\_IVT, (b) 500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT, (c) 700hPa\_OMG\_AVE, (d) 700hPa\_RH。



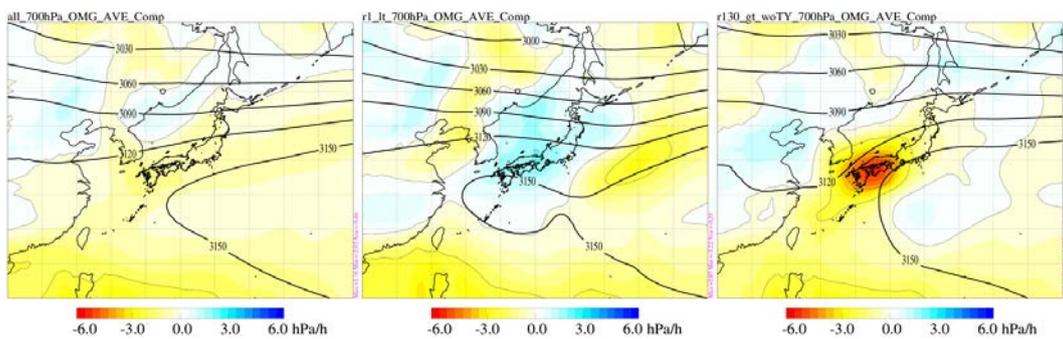
第4図: 西日本域における最大3時間積算降水量の頻度分布。横軸は降水量, 縦軸は頻度。



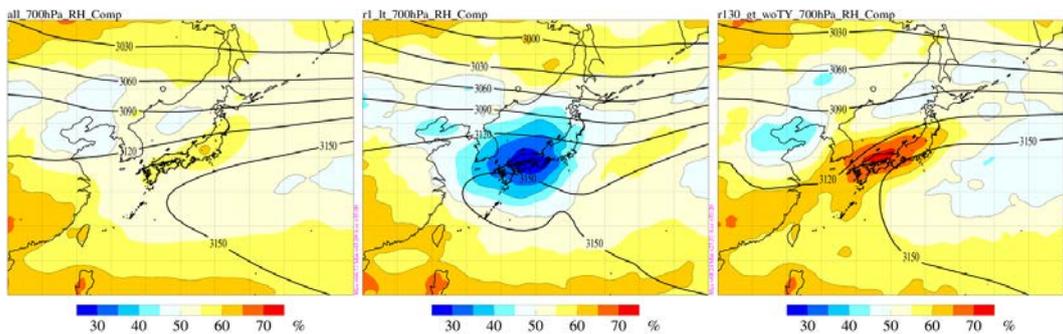
第5図a: 900hPa\_IVTのコンポジット. シェードは900hPa\_IVT, 黒実線は海面更正気圧. 左から, all, r1\_lt, r130\_gt\_woTY.



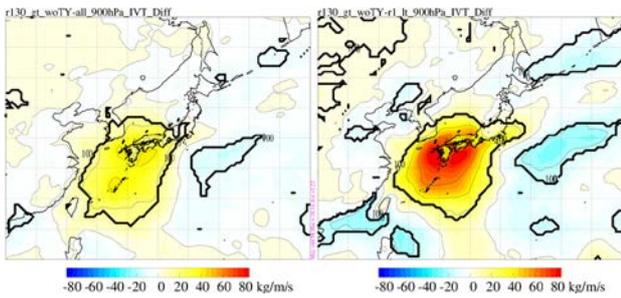
第5図b: 500hPa\_SEPT-950hPa\_EPTのコンポジット. シェードは500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT. 左から, all, r1\_lt, r130\_gt\_woTY.



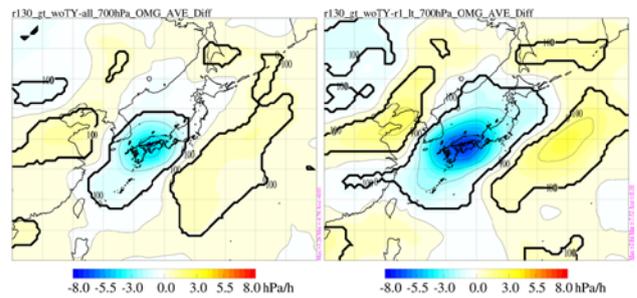
第5図c: 700hPa\_OMG\_AVEのコンポジット. シェードは700hPa\_OMG\_AVE, 黒実線は高度. 左から, all, r1\_lt, r130\_gt\_woTY.



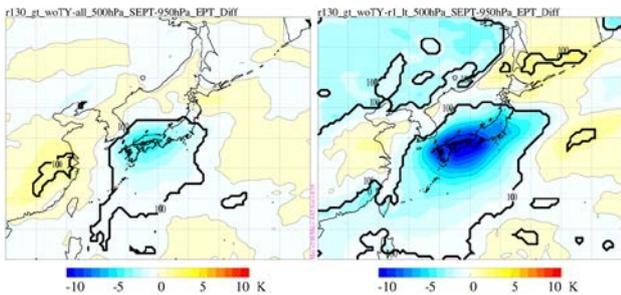
第5図d: 700hPa\_RHのコンポジット. シェードは700hPa\_RH, 黒実線は高度. 左から, all, r1\_lt, r130\_gt\_woTY.



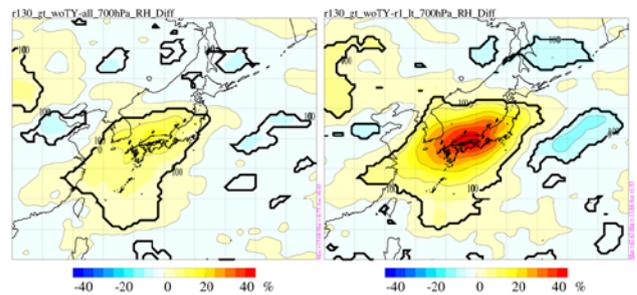
第6図a: 900hPa\_IVTのコンポジットの差分. 左はr130\_gt\_woTYとallの差分, 右はr130\_gt\_woTYとr1\_ltの差分. 太い黒実線は, t検定(両側有意水準1%)で有意な差がある領域を示す.



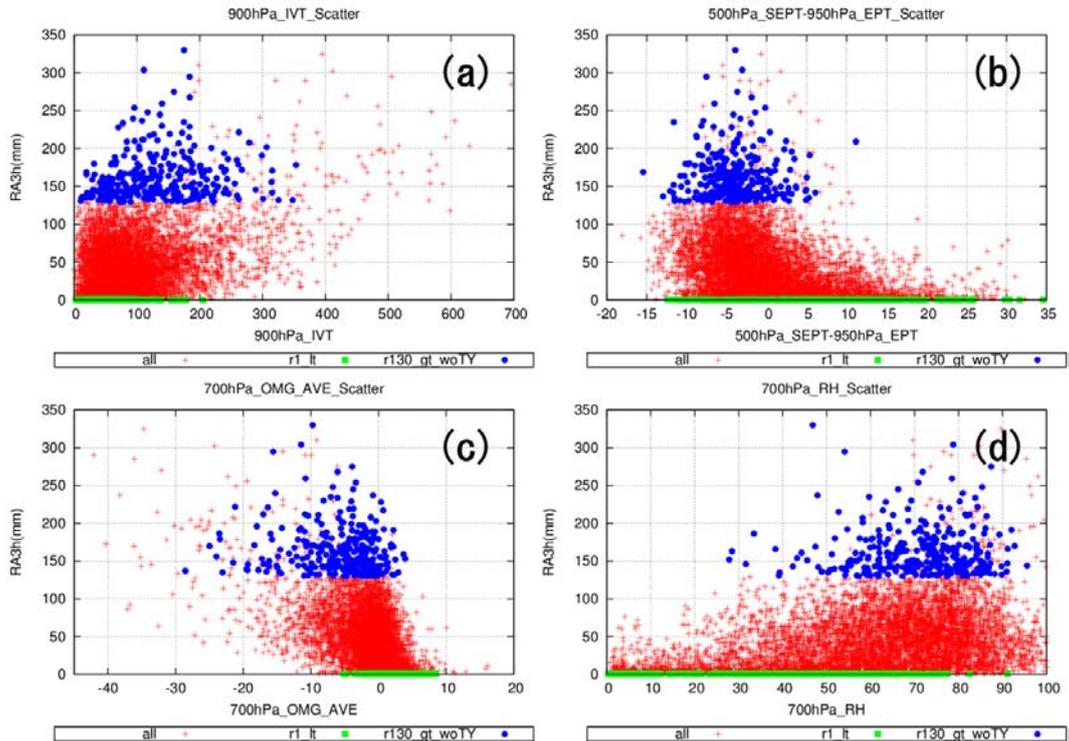
第6図c: 700Pa\_OMG\_AVEのコンポジットの差分. 左はr130\_gt\_woTYとallの差分, 右はr130\_gt\_woTYとr1\_ltの差分. 太い黒実線は, t検定(両側有意水準1%)で有意な差がある領域を示す.



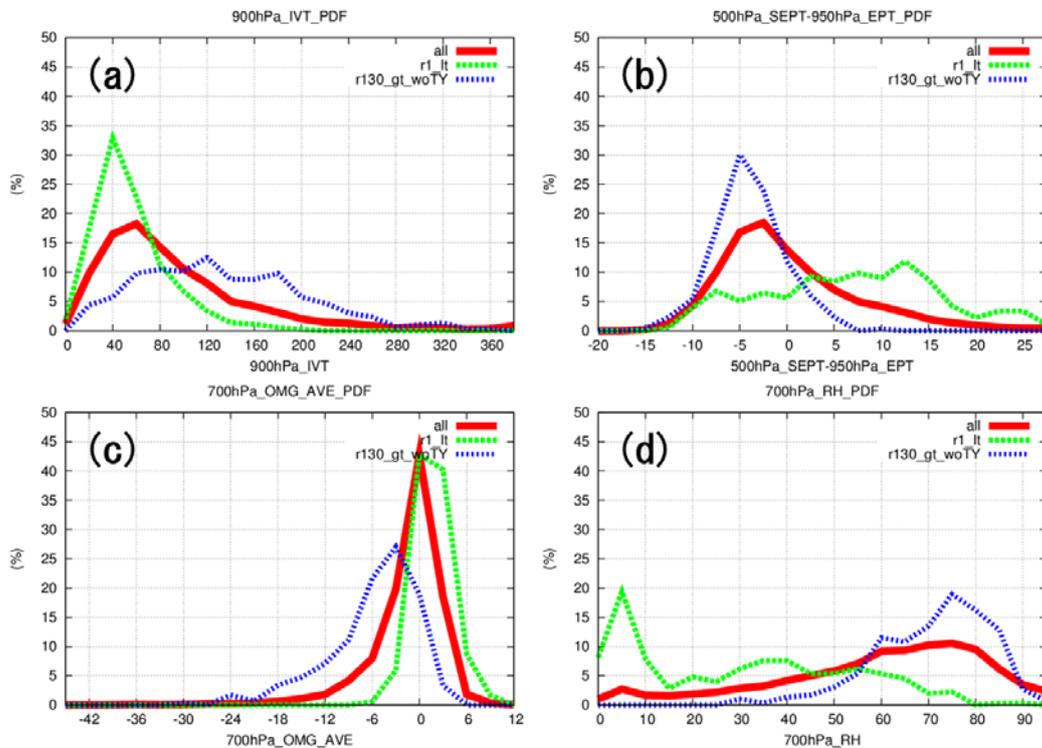
第6図b: 500hPa\_SEPT-950hPa\_EPTのコンポジットの差分. 左はr130\_gt\_woTYとallの差分, 右はr130\_gt\_woTYとr1\_ltの差分. 太い黒実線は, t検定(両側有意水準1%)で有意な差がある領域を示す.



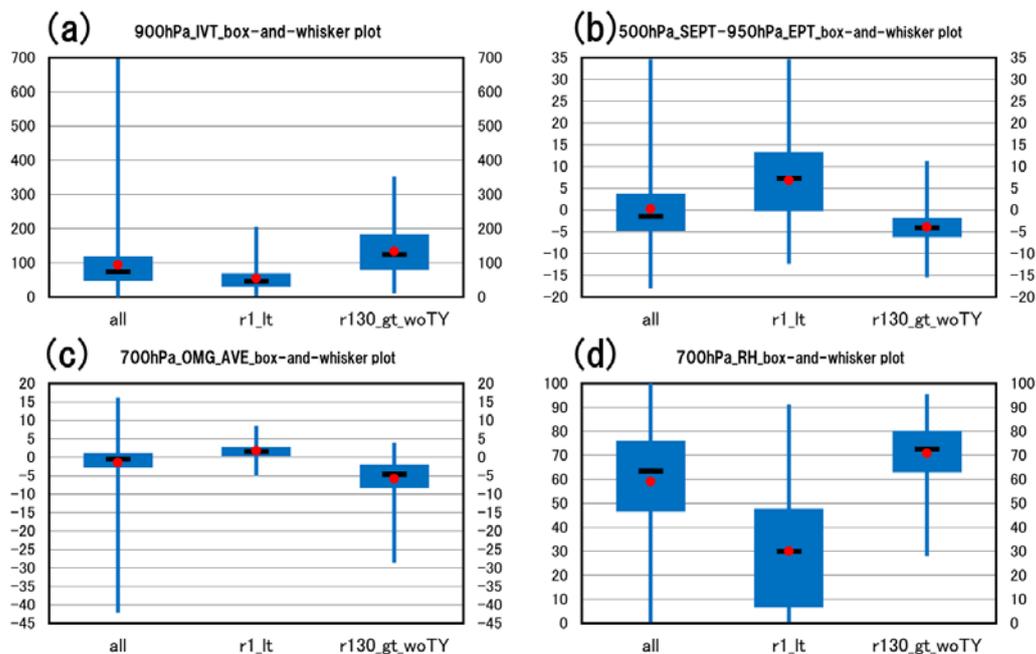
第6図d: 700Pa\_RHのコンポジットの差分. 左はr130\_gt\_woTYとallの差分, 右はr130\_gt\_woTYとr1\_ltの差分. 太い黒実線は, t検定(両側有意水準1%)で有意な差がある領域を示す.



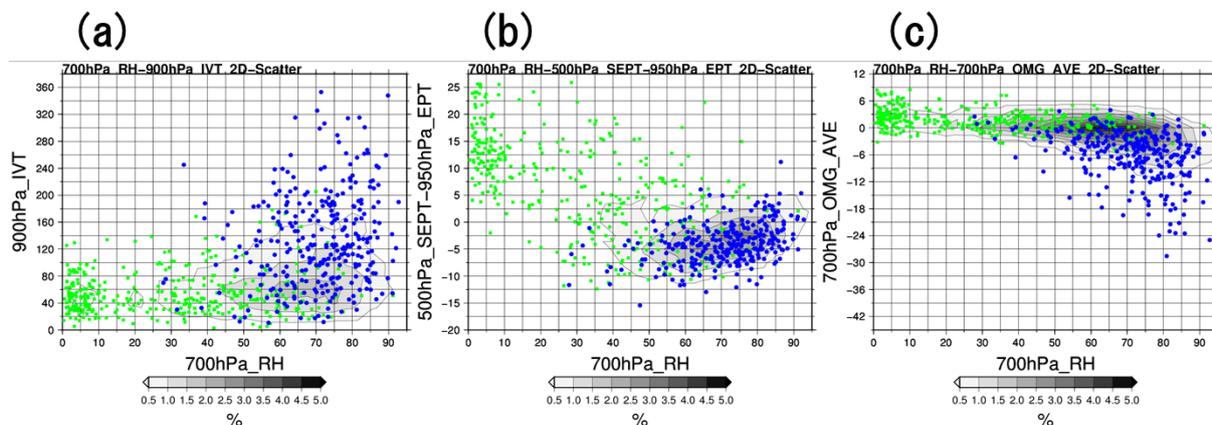
第7図: 西日本域における最大3時間積算降水量と各要素の散布図。横軸は各要素、縦軸は最大3時間積算降水量。赤点がall、緑点がr1\_lt、青点がr130\_gt\_woTY。(a)900hPa\_IVT、(b)500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT、(c)700hPa\_OMG\_AVE、(d)700hPa\_RH。



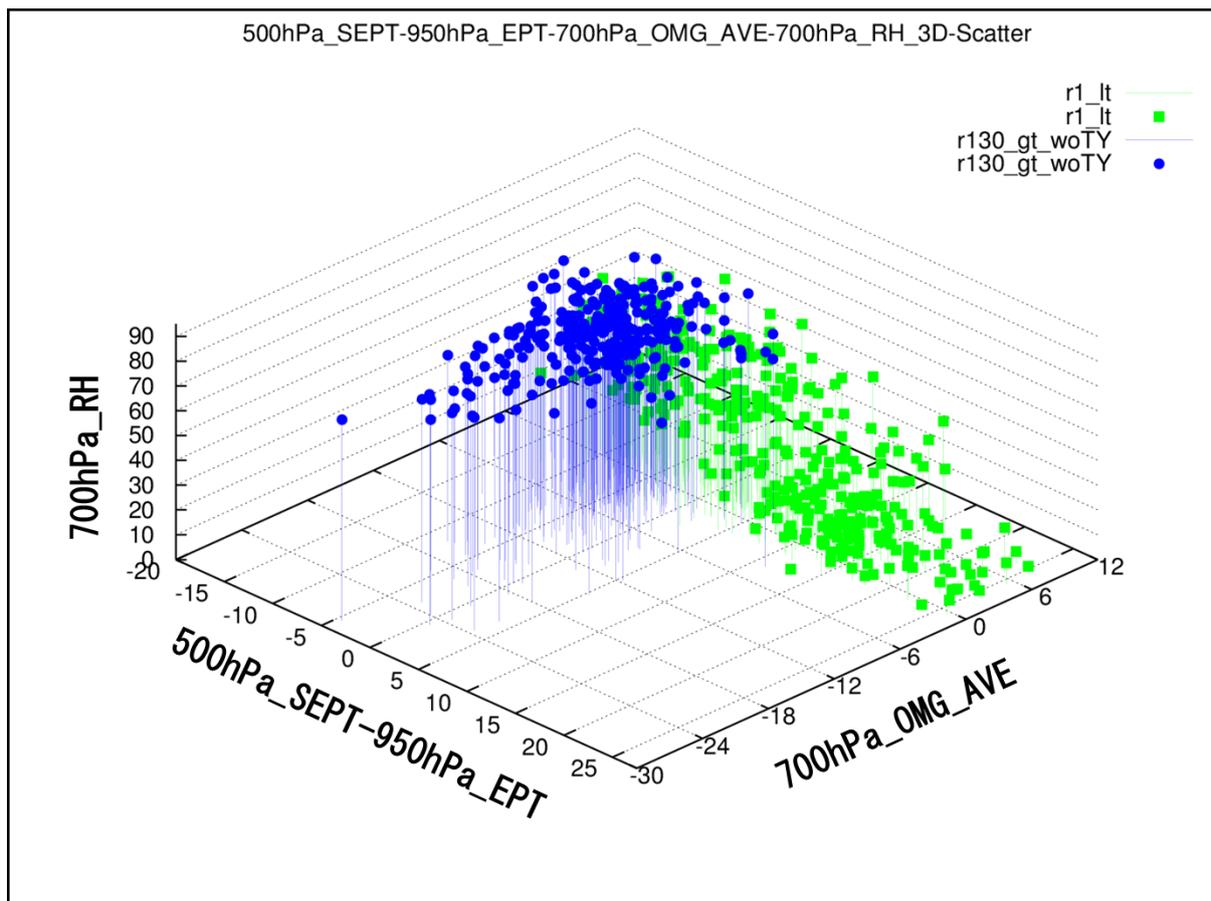
第8図: 各要素の相対頻度分布。横軸は各要素、縦軸は相対頻度。赤線がall、緑線がr1\_lt、青線がr130\_gt\_woTY。(a)900hPa\_IVT、(b)500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT、(c)700hPa\_OMG\_AVE、(d)700hPa\_RH。ビンの切り方(最小値:最大値:幅)はそれぞれ、(a)0:380:20  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 、(b)-20.0:27.5:2.5 K、(c)-45:12:3 hPa/h、(d)0:95:5 % としており、ビンの値を中央として(両端は除く)集計している(たとえば(a)の場合、0(0-10)、20(10-30)、40(30-50)、...380(370-)となっている)。



第9図: 各要素の箱ひげ図。横軸は左から all, r1\_lt, r130\_gt\_woTY, 縦軸は各要素。ひげの上端は最大値, ひげの下端は最小値。箱の上端は75%値, 箱の下端は25%値, 黒横線は50%値(中央値), 赤点は平均値を示す。(a) 900hPa\_IVT, (b) 500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT, (c) 700hPa\_OMG\_AVE, (d) 700hPa\_RH。



第10図: 2つの要素の組み合わせによる確率密度分布と r1\_lt と r130\_gt\_woTY の散布図。横軸は 700hPa\_RH, 縦軸は (a) 900hPa\_IVT, (b) 500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT, (c) 700hPa\_OMG\_AVE。陰影は all の確率密度分布, 緑点は r1\_lt, 青点は r130\_gt\_woTY を示す。



第11 図: 3つの要素の組み合わせによるr1\_ltとr130\_gt\_woTYの散布図。x軸は500hPa\_SEPT-950hPa\_EPT, y軸は700hPa\_OMG\_AVE, z軸は700hPa\_RH。緑点はr1\_lt, 青点はr130\_gt\_woTYを示す。