

## 第5章 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 －

##### 5.1 はじめに

毎年、日本各地では集中豪雨・大雨（以下、単に集中豪雨と表記する）が頻発し、甚大な災害がもたらされている。平成25年も各地で集中豪雨（たとえば、7月28日の山口・島根の大雨（気象研究所2013a）、8月9日の秋田・岩手の大雨（気象研究所2013b）、台風第18号による近畿地方北部の大雨（気象研究所2013c）、台風第26号に伴う伊豆大島の大雨（気象研究所2013d））が発生し、土砂災害、河川のはん濫、家屋の浸水などの大きな災害がもたらされ、多数の死者・行方不明者が出た。このような災害を少しでも軽減し防ぐためには、アプリケーション開発も含めた観測技術の高度化や集中豪雨を精度良く予測できる数値予報モデルの開発を進めていくことが必要である。しかし、これらの技術の発展だけでは十分ではなく、予報官（予報担当者）が持っている集中豪雨に関する知見をさらに蓄積していくことが必要不可欠である。つまり、集中豪雨が発生するさまざまなスケールの環境場や集中豪雨をもたらす降水系の発生・発達メカニズムについての理解を、より深めていくことが重要である。

これまでの集中豪雨に関する調査・研究の積み重ねによって、集中豪雨が発生する環境場の特徴として、「下層の暖かく湿った空気の流入」、「中・上層の低温化による不安定の強化」、「鉛直シアの存在」などの知見が得られている。しかし、これらの特徴の理解はまだ定性的なものにとどまっており、定量的な理解は十分とは言えない。環境場を統計的に調べた研究としては Chuda and Niino (2005) があり、彼らは1990-1999年の10年間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、地点別の頻度分布や平均値・中央（50%）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た。しかし、彼らの研究では各種安定指数が表す環境場の特徴と降水量との関係については言及していない。局地的大雨のような短時間に発生する大雨については、降水量と環境場との関係を統計的に調べた研究がいくつかあり（たとえば、平原・水野2000；河野ほか2004；Nomura and Takemi 2011）、環境場の定量的な理解は集中豪雨の場合と比較して進んでいると考えられる。一方で、集中豪雨と環境場との関係を統計的に調べた研究は米国ではいくつかあるが（たとえば、Junker et al. 1999；Moore et al. 2003；Schumacher and Johnson 2005）、日本では加藤（2011, 2012）があるだけで、現状では十分に調べられてはいない。

津口（2013）は、過去に発生した集中豪雨事例を客観的な基準によって多数抽出し、それらの月別、擾乱別、降水系の形状別の発生頻度について調査した。また、集中豪雨と総観～メソ $\alpha$ スケールの環境場との関係についての初歩的な統計解析を行っている。今後、このような統計解析を進展させていくことを計画しているが、上述のように集中豪雨と環境場との関係についての理解はまだ不十分であり、現段階では基礎的な調査を積み重ねていくことが必要である。そこで本調査では、梅雨末期にあたる7月の九州地方を対象として、集中豪雨と総観～メソ $\alpha$ スケール環境場との関係についての統計的な解析を行うこととした。どの時期のどの地域を解析対象にするかについては任意性があるが、多くの先行研究（たとえば、Ninomiya

---

\*津口 裕茂（気象研究所予報研究部）

and Akiyama 1992; Kato et al. 2003)によって他の時期・地域よりも集中豪雨が発生する環境場の理解が進んでいると考えられる「梅雨末期の九州地方」を選択した。また、集中豪雨が発生する環境場としてはさまざまな空間スケールを考えることができるが、利用できるデータ（データについては、第 5.2 節で説明）の制約から、「総観～メソ $\alpha$ スケール」の環境場について調べることにした。

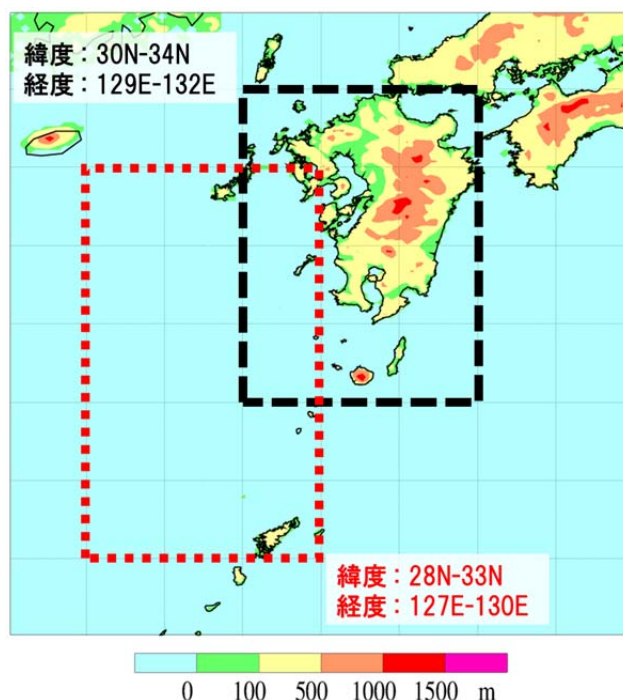
本章では、7 月の九州地方を対象に行った集中豪雨と総観～メソ $\alpha$ スケール環境場との関係についての統計解析の結果について報告する。第 5.2 節では、解析に用いたデータと解析方法について説明する。第 5.3 節では、環境場に関する統計解析の結果について述べる。最後の第 5.4 節では、まとめと今後の課題について述べる。

## 5. 2 データと解析方法

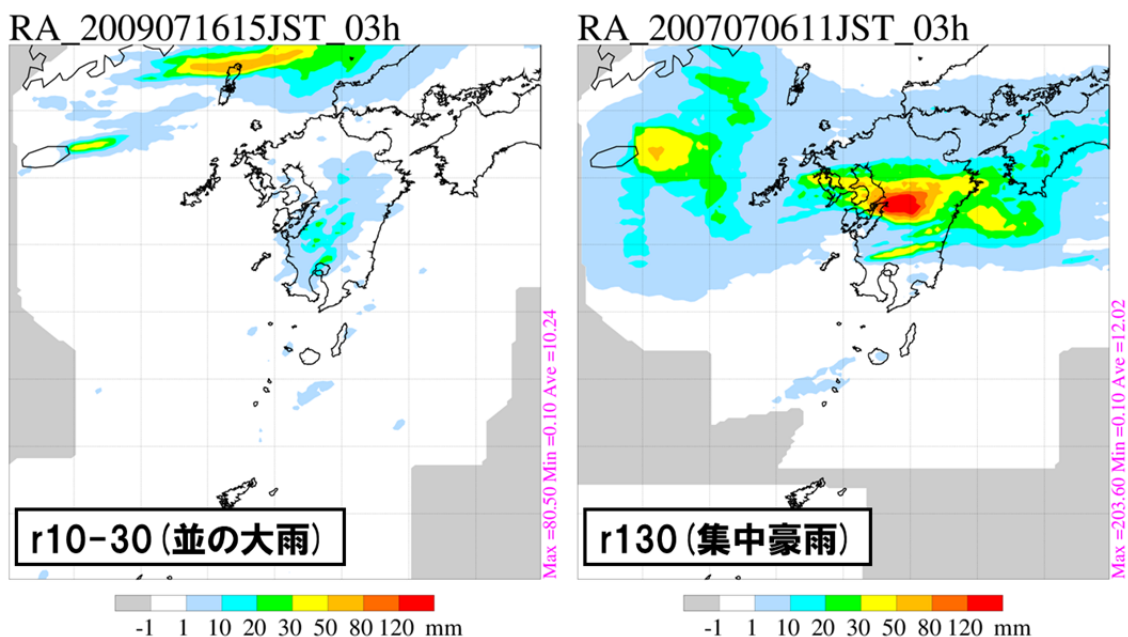
降水量のデータには、津口 (2013) で使用した水平格子間隔 5 km の解析雨量を用いた。また、環境場を表す各要素の計算には、6 時間ごと (03・09・15・21 時) にある水平解像度 1.25 度 (約 110 km) の気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55) の気圧面データを使用した。解析期間は、1995-2009 年の 7 月とし、解析領域は九州地方付近 (第 5.1 図) とした。本調査では、6 時間ごとに第 5.1 図の黒色破線内の「陸地」における前 3 時間積算降水量の最大値 (RA3hMax) を求め、直前の時刻の JRA-55 から計算した環境場と対応づけることにした。具体的には、04~09 時を対象に求めた RA3hMax については直前の時刻にあたる 03 時の JRA-55 を対応づけることとして、他の時間帯についても同様の対応づけを行った (10~15 時の RA3hMax:09 時の JRA-55、16~21 時の RA3hMax:15 時の JRA-55、22~03 時の RA3hMax:21 時の JRA-55)。

本調査では、集中豪雨の場合とそうでない場合の環境場を相互に比較することで、集中豪雨が発生する環境場の特徴について調べた。集中豪雨のしきい値は津口 (2013) にならって 130 mm とし (本調査では、前 24 時間積算降水量については考慮しない)、RA3hMax が 130 mm より大きいものを“集中豪雨” (r130) と定義して抽出した。また、RA3hMax が 10 mm より多く 30 mm より少ない場合を“並の大雨” (r10-30) と定義して抽出した。全サンプル数 (a11) は 1860 例であり、r10-30 に該当するものは 403 例 (21.7%)、r130 に該当するものは 121 例 (6.5%) であった。それぞれの条件で抽出された r10-30 と r130 の降水分布の一例を第 5.2 図に示す。r10-30 では、熊本・鹿児島県を中心に 10 mm 程度の降水域が広がっているだけである。一方、r130 では熊本県付近に 120 mm 以上の東西にのびる線状の降水域がみられる。このときの地上天気図を確認すると、この集中豪雨は梅雨前線付近で発生していた。7 月の九州地方付近では、梅雨前線付近やその南側 100~200 km に形成される線状の降水系によって集中豪雨が発生しやすいことがわかっている (津口 2013)。

集中豪雨に関係すると考えられる環境場を表す要素は数多く存在するが、本調査では特に下層の暖湿気



第 5.1 図 前 3 時間積算降水量の最大値を求める領域 (黒色破線内の「陸地」) と JRA-55 を用いて各要素の平均値を計算する領域 (赤色点線内の「海上」)



第5.2図 前3時間積算降水量の水平分布

(左) 並の大雨 (r10-30) と (右) 集中豪雨 (r130) の降水分布の例。

塊の流入と大気の安定度に着目した。前者については 500m 高度の相当温位 (500M\_EPT) と水蒸気フラックス量 (500M\_FLWV) を用い、後者については 500hPa 面の気温 (500hPa\_T) と 500hPa 面の飽和相当温位と 500m 高度の相当温位の差 (500hPa\_SEPT-500M\_EPT) を用いた。500hPa\_SEPT-500M\_EPT は大気の安定度を表しており、負値の場合に不安定 (正確には、潜在不安定) となる。a11、r10-30、r130 のそれぞれについての環境場を表す各要素を計算し、それらを比較することで集中豪雨が発生する環境場の特徴について調べた。

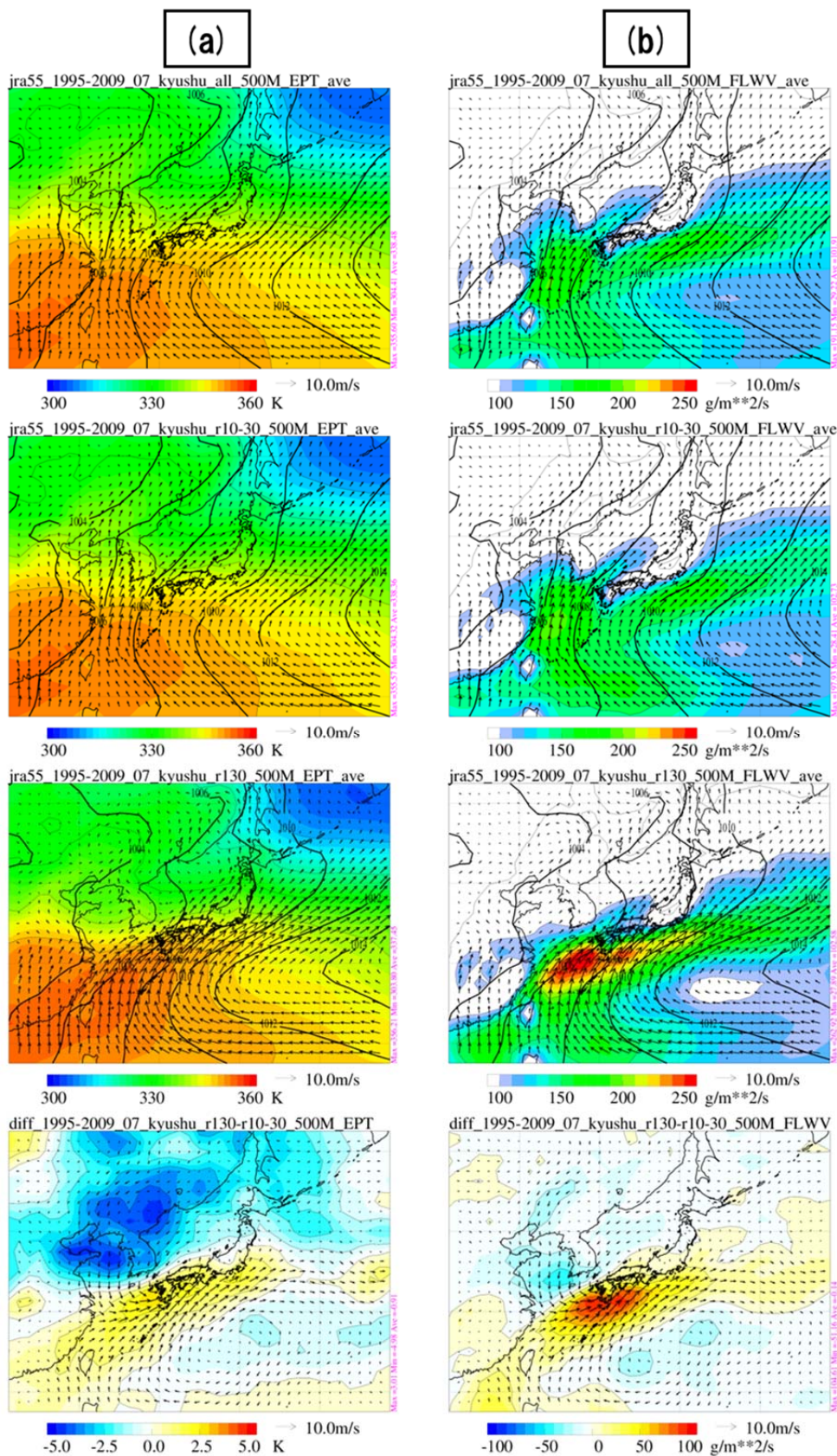
### 5. 3 解析結果

#### 5. 3. 1 環境場を表す各要素の平均場の水平分布

JRA-55 を用いて、a11、r10-30、r130 の各要素の平均場の水平分布を作成した。また、r130 と r10-30 の各要素の差を取った。それぞれの結果を第 5.3 図に示す。

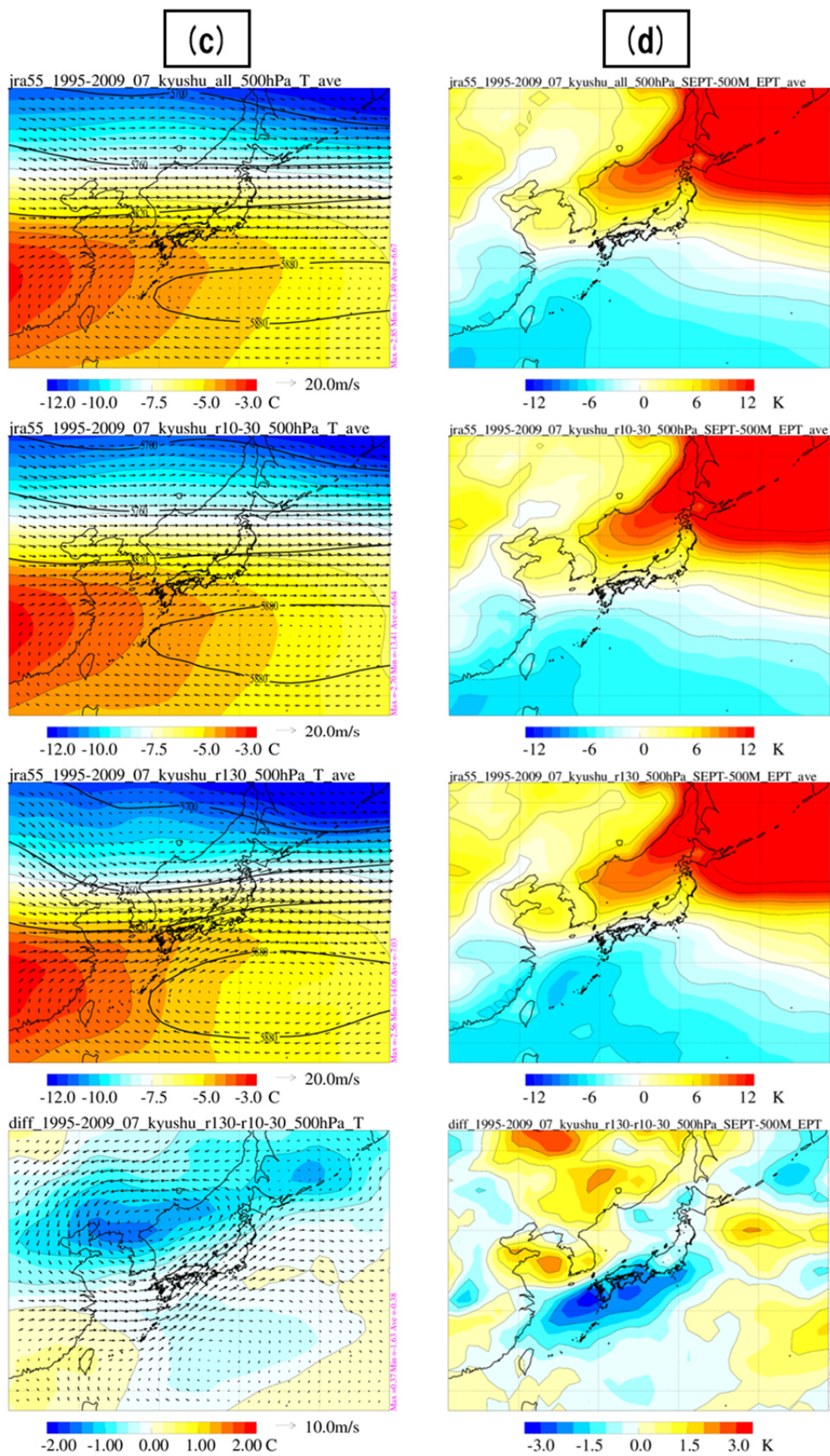
まず、下層の暖湿気塊の流入について述べる。500M\_EPT (第 5.3 図 a) の a11 をみると、日本列島の南西側では 350 K 以上と値が高くなっており、北東側ほど値が低くなっている。日本列島の南端と北端の 500M\_EPT の差は約 30 K であり、およそ 1 K/100km の南北傾度がみられる。r10-30 と a11 を比較すると、その水平分布はほとんど同じであり、明瞭な差はない。r130 をみると、r10-30 と比較して 350 K 以上の領域が九州地方北部から四国地方付近まで北上しており、その北側には相当温位の顕著な南北傾度 (~10 K/100km) がみられる。r130 と r10-30 の差をみると、r130 の方が九州地方付近を中心に日本列島の南側で約 2 K 高く、その北側では朝鮮半島付近を中心に最大で 5 K 以上低くなっている。この相当温位の低下は、朝鮮半島付近に存在する低気圧循環を伴う西谷の気圧配置がもたらしている。つまり、集中豪雨発生時の九州地方付近では、西谷が強まることで南海上から 350 K 以上の高相当温位の空気塊が流入しているとともに、北西には低相当温位の空気塊が存在することで相当温位の水平傾度が大きくなっていることがわかる。

500M\_FLWV (第 5.3 図 b) をみると、a11 と r10-30 ではほとんど同じ水平分布をしており、日本列島の南海上と東シナ海から能登半島にかけての日本海上では  $100 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  以上となっている。一方、r130 をみると、r10-30 と比較して特に東シナ海から四国地方の南海上にかけての値が大きく、 $250 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  以上とな



第5.3図 1995-2009年7月における各要素の平均場

(a) 500m 高度の相当温位 (500M\_EPT) と海面更正気圧、(b) 500m 高度の水蒸気フラックス量 (500M\_FLWV) と海面更正気圧。上から、all、r10-30、r130 の平均場、r130 と r10-30 の差。(a) と (b) のベクトルは 500m 高度の風向風速。



第5.3図 1995-2009年7月における各要素の平均場(続き)

(c) 500hPa面の気温(500hPa\_T)と高度、(d) 500hPa面の飽和相当温位と500m高度の相当温位の差(500hPa\_SEPT-500M\_EPT)。上から、all、r10-30、r130の平均場、r130とr10-30の差。(c)のベクトルは500hPa面の風向風速。

っている。r130 と r10-30 の差をみると、日本列島の南海上では r130 の値が大きく、特に九州地方から四国地方にかけての南海上では  $100 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  以上の差がみられる。ここで海面更正気圧と風の分布 (500m 高度) をみると、r130 では r10-30 と比較して太平洋高気圧が西に大きく張り出しているとともに、朝鮮半島付近を中心に気圧が低くなっている。このため、r130 では東シナ海から四国地方付近にかけての水平気圧傾度力が大きくなり、これに応答して九州地方付近では南西風が最大で  $10 \text{ m s}^{-1}$  以上大きくなっている。このことから、r130 の場合には九州地方付近の下層に水蒸気が大量に流入できたと考えられる。このような特徴は、九州地方付近で集中豪雨が発生する際によくみられる (たとえば、平成 24 年九州北部豪雨 (気象研究所 2012) など)。

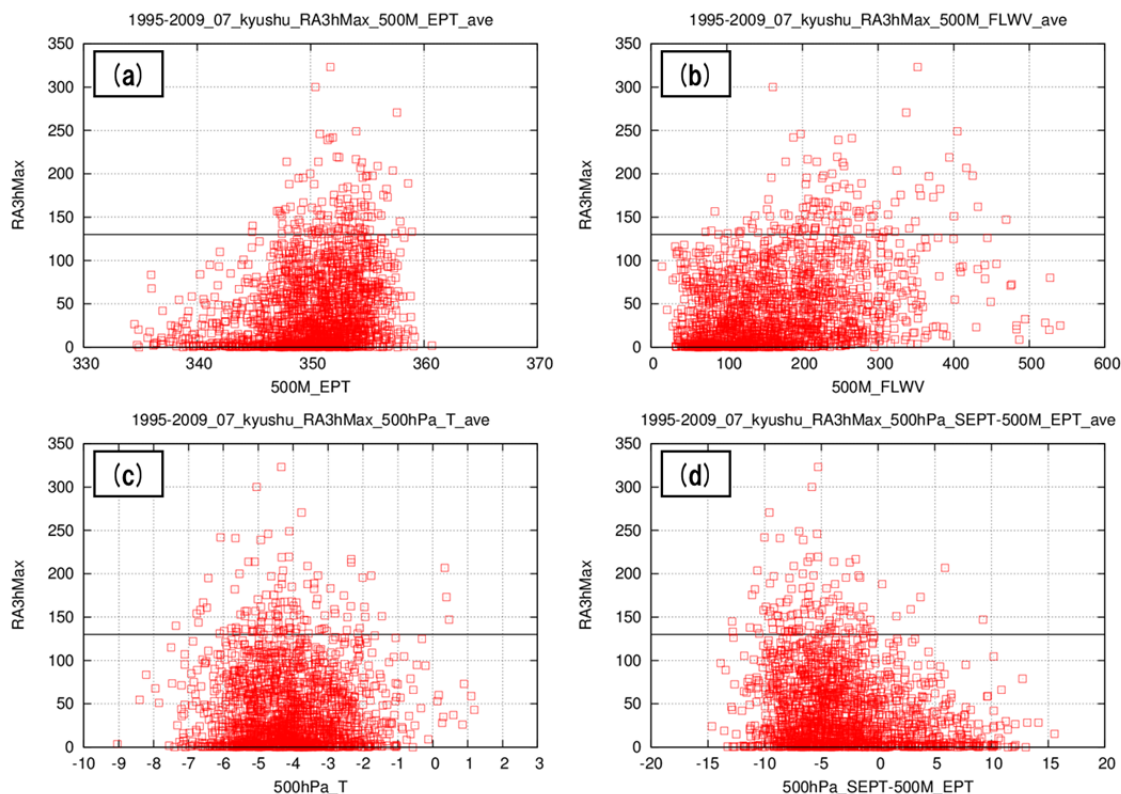
次に、大気の安定度について述べる。500hPa\_T (第 5.3 図 c) をみると、a11 と r10-30 ではほとんど同じ水平分布をしており、中国大陸の華南付近では  $-3 \text{ }^{\circ}\text{C}$  以上と値が高く、北ほど値が低くなっている。日本列島の南端から北端の差は約  $6 \text{ }^{\circ}\text{C}$  となっており、九州地方付近の気温は約  $-4 \text{ }^{\circ}\text{C}$  である。r130 をみると、r10-30 と比較して朝鮮半島付近を中心に値が低くなっている。r130 と r10-30 の差をみると、九州地方付近では r130 の方が若干低い程度 ( $0.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$  以下の差) であるが、その北側では朝鮮半島北部を中心に広範囲にわたって r130 の方が  $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$  以上低くなっている。等高度線と風の分布 (500hPa 面) をみると、r130 では西谷に対応するトラフが朝鮮半島付近に存在し、太平洋高気圧の勢力 (5880 m の等高度線の広がり) が強くなっている。以上のことから、日本列島上空では風速が加速され、その入口付近にあたる九州地方付近では上昇流が誘起されやすい場になっていることがわかる。

500hPa\_SEPT-500M\_EPT (第 5.3 図 d) の a11 をみると、日本列島の南海上では広範囲で負値であり、潜在不安定な大気状態となっている。一方で北緯 32 度付近よりも北側では 500hPa\_SEPT-500M\_EPT は正值であり、大気状態は安定である。r10-30 と a11 を比較すると、その水平分布はほとんど同じである。r130 をみると、r10-30 と比較して東シナ海から西日本にかけての値がかなり小さくなっている。r130 と r10-30 の差をみると、九州地方付近を中心に最大で  $3 \text{ K}$  以上の差があり、r10-30 よりも r130 の方が潜在不安定がより強まっていることがわかる。このことから、r130 の方が九州地方付近では大雨が降りやすい大気状態になっていることがわかる。また、本調査で着目している九州地方付近では、r10-30 と r130 の 500hPa\_SEPT (上層) の差よりも 500M\_EPT (下層) の差の方が大きく、潜在不安定の強化 (500hPa\_SEPT-500M\_EPT の差の増大) は主に下層の差によって作り出されていた。

### 5. 3. 2 各要素と集中豪雨との関係

集中豪雨の環境場についてより定量的な特徴を把握するために、それぞれの要素と降水量との関係について統計的に解析した。具体的には、各要素の第 5.1 図の赤色点線内における「海上」のデータの平均値と RA3hMax を対応づけ、散布図、頻度分布、箱ひげ図を作成することで各要素の特徴を調べた。

500M\_EPT では、散布図 (第 5.4 図 a) をみると、335~360 K に分布し、500M\_EPT が増加すると RA3hMax も増加する傾向がみられる。r130 を生じさせた 500M\_EPT の最小値 (しきい値) は 344.8 K であるが、それ以上の値であっても RA3hMax が 130 mm に満たない例が大多数であることがわかる。頻度分布 (第 5.5 図 a) をみると、a11 は 352 K をピークとしてほぼ正規分布をしている。r10-30 はピークの位置は a11 と同じだが、ピークの頻度は a11 よりも若干高くなっている。r130 は 354 K をピークとしてほぼ正規分布をしており、r10-30 と比較するとピークの頻度が高く、全体的に分布が約  $2 \text{ K}$  高い方にシフトしている。r10-30 と r130 について有意水準 1% の t 検定を行ったところ、両者に有意な差があった。箱ひげ図 (第 5.6 図 a) をみると、それぞれの平均値 (中央 (50%) 値) は、a11 が 350.3 K (350.9 K)、r10-30 が 350.2 K (351.0 K)、r130 が 352.4 K (352.5 K) であり、a11 と r10-30 にはほとんど差がないが、r10-30 と r130

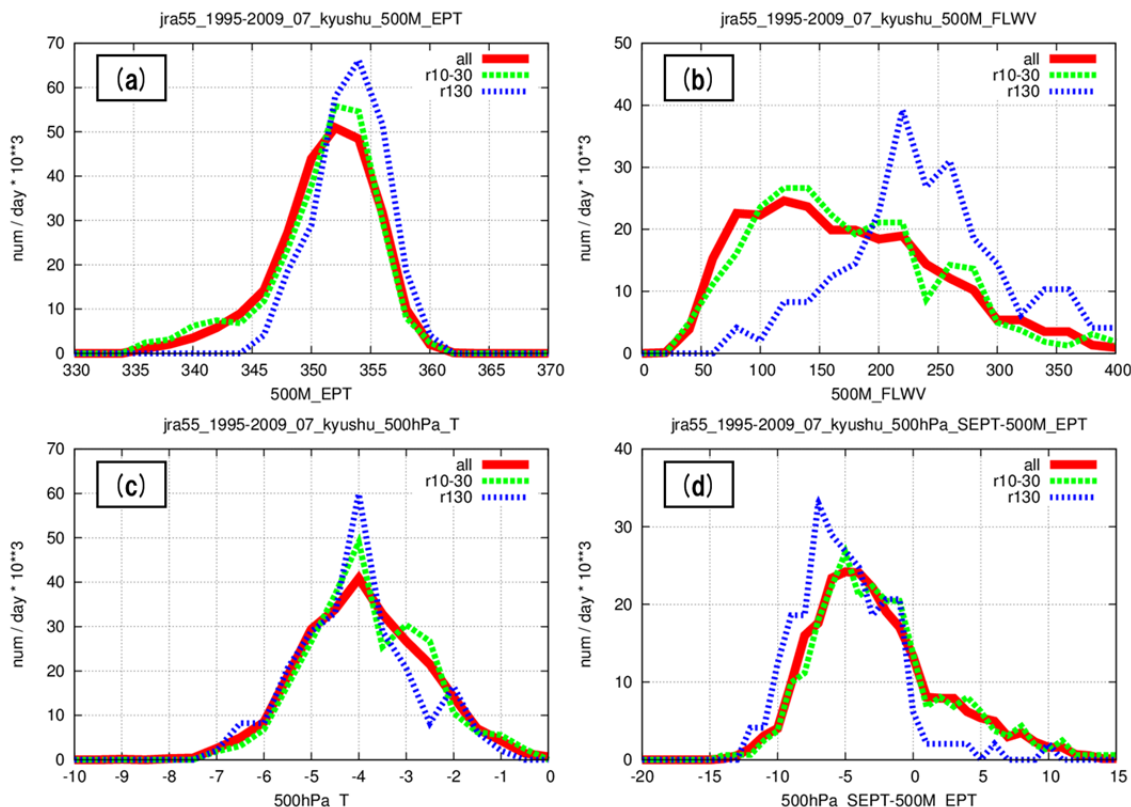


**第5.4図 各要素の散布図**

(a) 500m 高度の相当温位 (500M\_EPT)、(b) 500m 高度の水蒸気フラックス量 (500M\_FLWV)、(c) 500hPa 面の気温 (500hPa\_T)、(d) 500hPa 面の飽和相当温位と 500m 高度の相当温位の差 (500hPa\_SEPT-500M\_EPT)。横軸は各要素、縦軸は前 3 時間積算降水量の最大値 (RA3hMax)、直線は RA3hMax = 130 mm を表す。

を比較すると r130の方が 2.2 K (1.5 K) 高くなっている。ただ、r10-30 の 75 % 値は 353.2 K であり、r130 の 50 % 値よりも大きくなっていることから、r10-30 と r130 の 500M\_EPT による分離度は小さい。

500M\_FLWV では、散布図 (第 5.4 図 b) をみると、0~500 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> に分布し、500M\_FLWV が増加すると RA3hMax も増加する傾向がみられるが、500M\_EPT (第 5.4 図 a) ほど対応はよくない。r130 を生じさせた 500M\_FLWV の最小値 (しきい値) は 71.8 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> であるが、500M\_EPT と同様に、それ以上の値であっても RA3hMax が 130 mm に満たない例が大多数であることがわかる。頻度分布 (第 5.5 図 b) をみると、a11 は 80 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> まで頻度が急激に上昇し、120 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> にピークをもち、それ以上では頻度はゆるやかに下降している。r10-30 では、100 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> 以下の頻度が若干低くなっているが、a11 とほとんど同じ頻度分布を示している。r130 は 220 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> をピークとし、a11 と r10-30 とは異なった頻度分布をしている。r10-30 と r130 の頻度分布を比較すると、200 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> を境に頻度が逆転しており、それ以下では r10-30 の頻度が高く、それ以上では r130 の頻度が高くなっている。r10-30 と r130 について有意水準 1 % の t 検定を行ったところ、両者には有意な差があった。箱ひげ図 (第 5.6 図 b) をみると、それぞれの平均値 (中央 (50 %) 値) は、a11 が 165.4 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (153.5 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>)、r10-30 が 168.7 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (155.1 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>)、r130 が 240.5 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> (231.0 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>) であり、a11 と r10-30 には大きな差はないが、r10-30 と r130 を比較すると r130 の方が平均値・中央 (50 %) 値ともに 70 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> 以上大きくなっている。r10-30 の 75 % 値は 216.2 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup> であり、r130 の 50 % 値の方が大きくなっていることから、r10-30 と r130 の



**第 5.5 図 各要素の頻度分布**

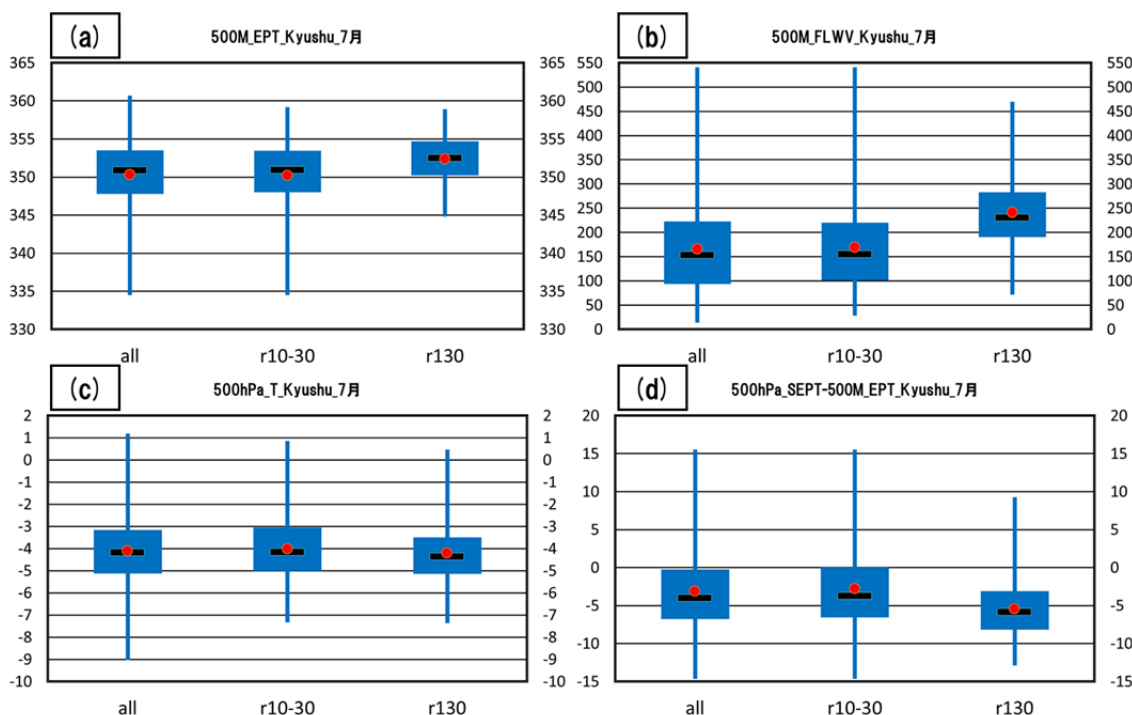
(a) 500m 高度の相当温位 (500M\_EPT、階級区分: 2 K)、(b) 500m 高度の水蒸気フラックス量 (500M\_FLWW、階級区分: 20 g m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>)、(c) 500hPa 面の気温 (500hPa\_T、階級区分: 0.5 °C)、(d) 500hPa 面の飽和相当温位と 500m 高度の相当温位の差 (500hPa\_SEPT-500M\_EPT、階級区分: 1 K)。横軸は各要素、縦軸は頻度。赤色実線は all、緑色破線は r10-30、青色破線は r130 を表す。

500M\_FLWW による分離度は大きい。

500hPa\_T では、散布図 (第 5.4 図 c) をみると、-8~1 °C に分布し、500hPa\_T と RA3hMax との間には特に関係性はみられない。このことから、r130 を生じさせるための 500hPa\_T のしきい値を決めることは難しい。頻度分布 (第 5.5 図 c) をみると、all、r10-30、r130 のすべてが -4 °C をピークとしてほぼ同様の正規分布をしている。r10-30 と r130 について有意水準 1 % の t 検定を行ったところ、両者に有意な差はなかった。箱ひげ図 (第 5.6 図 c) をみると、それぞれの平均値 (中央 (50 %) 値) は、all が -4.1 °C (-4.2 °C)、r10-30 が -4.0 °C (-4.2 °C)、r130 が -4.2 °C (-4.4 °C) であり、三者の間にほとんど差はない。

500hPa\_SEPT-500M\_EPT では、散布図 (第 5.4 図 d) をみると、-15~15 K に分布し、500hPa\_SEPT-500M\_EPT が減少すると RA3hMax が増加する傾向がみられる。r130 を生じさせる 500hPa\_SEPT-500M\_EPT の最大値 (しきい値) は、9.3 K であるが、それ以下の値であっても RA3hMax が 130 mm に満たない例が大多数であることがわかる。頻度分布 (第 5.5 図 d) をみると、all は -5 K をピークとしてほぼ正規分布をしており、r10-30 は all とほとんど同じ頻度分布となっている。r130 をみると、-7 K をピークとしてほぼ正規分布をしている。r10-30 と r130 の頻度分布を比較すると、-4 K と -1 K の間ではほぼ同じ頻度となっているが、0 K 以上では r10-30 の頻度が高くなっており、-5 K 以下では r130 の頻度が高くなっており。r10-30 と r130 について有意水準 1 % の t 検定を行ったところ、両者に有意な差があった。箱ひげ図 (第 5.6 図 d)





第5.6図 各要素の箱ひげ図

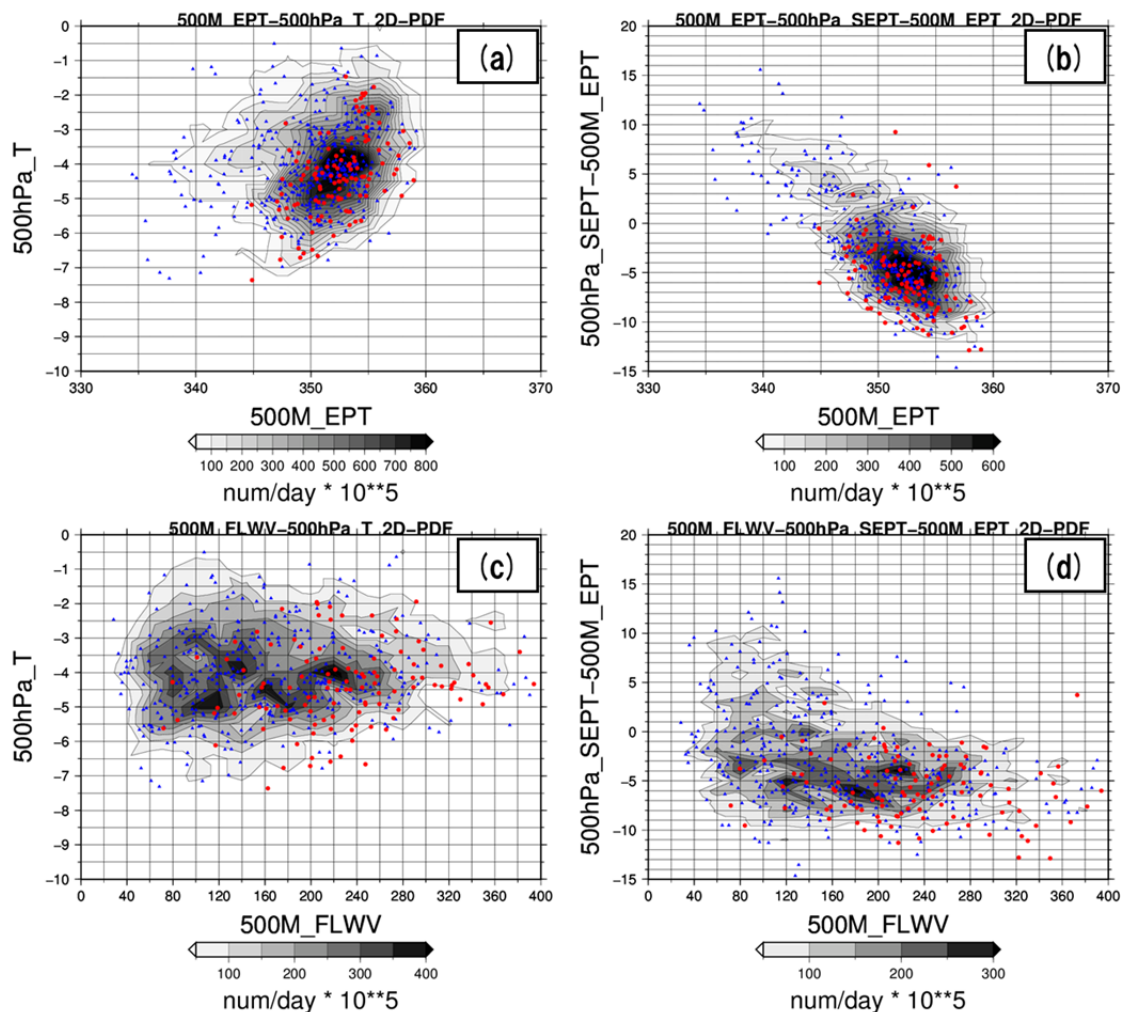
(a) 500m 高度の相当温位 (500M\_EPT)、(b) 500m 高度の水蒸気フラックス量 (500M\_FLWV)、(c) 500hPa 面の気温 (500hPa\_T)、(d) 500hPa 面の飽和相当温位と 500m 高度の相当温位の差 (500hPa\_SEPT-500M\_EPT)。横軸は左から all、r10-30、r130、縦軸は各要素。赤丸は平均値、黒線は中央 (50%) 値、箱の上辺は 75% 値、下辺は 25% 値、縦線の上端と下端はそれぞれ最大値と最小値を表す。

をみると、それぞれの平均値 (中央 (50%) 値) は、all が -3.1 K (-4.0 K)、r10-30 が -2.8 K (-3.7 K)、r130 が -5.5 K (-5.8 K) であり、all と r10-30 にはほとんど差がないが、r10-30 と r130 を比較すると r130 の方が 2.7 K (2.1 K) 小さくなっている。r10-30 の 25% 値は -6.3 K であり、r130 の 50% 値よりも小さく、500hPa\_SEPT-500M\_EPT による両者の分離度はそれほど大きくはない。

散布図から、500M\_EPT と 500M\_FLWV はその値が増加すると、500hPa\_SEPT-500M\_EPT はその値が減少すると RA3hMax が増加する傾向にあることがわかった。しかし、r130 のしきい値を超える値であっても降水量が 130 mm に満たない例が大多数であることから、単一の要素だけで集中豪雨を判断することは難しいことがわかる。上述のように、頻度分布と箱ひげ図から、500M\_EPT、500M\_FLWV、500hPa\_SEPT-500M\_EPT では r10-30 と r130 の間には有意水準 1% で両者に有意な差があり、特に 500M\_FLWV では r10-30 と r130 の分離度が大きいことがわかった。以上のことは、7 月の九州地方における集中豪雨の判断には、下層の暖湿気塊の流入に関しては 500M\_EPT よりも 500M\_FLWV が有用であり、大気安定度に関しては 500hPa\_T では十分でなく、500hPa\_SEPT-500M\_EPT が有用であることを示している。

### 5.3.3 2要素の組み合わせと集中豪雨との関係

前節では、単一の要素と集中豪雨との関係を統計的に示したが、集中豪雨の判断には単一の要素だけではかなり難しいことがわかった。ここでは、複数の要素を組み合わせた場合における集中豪雨との関係について述べる。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、要素が増えるほど直感的な理解が難



第5.7図 2要素の確率密度分布とr10-30/r130の散布図

(a) 横軸が500m 高度相当温位 (500M\_EPT)、縦軸が500hPa 面の気温 (500hPa\_T)、(b) 横軸が500M\_EPT、縦軸が500hPa 面の飽和相当温位と500m 高度の相当温位の差 (500hPa\_SEPT-500M\_EPT)、(c) 横軸が500m 高度の水蒸気フラックス量 (500M\_FLWV)、縦軸が500hPa\_T、(d) 横軸が500M\_FLWV、縦軸が500hPa\_SEPT-500M\_EPT。陰影はallの確率密度分布、青点はr10-30の散布図、赤点はr130の散布図。

しくなることから、ここでは下層の暖湿気塊の流入と大気の安定度の二つの要素を組み合わせで解析を行った。

500M\_EPT と 500hPa\_T の組み合わせ (第 5.7 図 a) をみると、all の確率密度はほぼ円形をしており、両者の相関関係が低いことがわかる。r10-30 と r130 のそれぞれの分布をみると、両者は all の確率密度が高い領域で多く重なっているが、r10-30 は r130 と比較して左上に多く、r130 は右下に多く分布している。次に 500M\_EPT と 500hPa\_SEPT-500M\_EPT の組み合わせ (第 5.7 図 b) をみると、all の確率密度は右下に傾いており、両者に負の相関関係があることがわかる。r10-30 と r130 のそれぞれの分布をみると、両者は確率密度が高い領域で多く重なっているが、r10-30 は r130 と比較して左上に多く、r130 は右下に多く分布している。以上の結果から、どちらの組み合わせの場合も r10-30 と r130 の重なりが大きく、両者を識別するのは難しいことがわかる。

500M\_FLWV と 500hPa\_T の組み合わせ (第 5.7 図 c) をみると、all の確率密度は楕円形をしており、両者

の相関関係は低いことがわかる。r10-30 と r130 のそれぞれの分布をみると、r10-30 は確率密度の高い領域の左側に多く、r130 は右側に多く分布している。ただし、r10-30 と r130 の 500hPa\_T の差は小さく、縦軸方向の分離度はあまり大きくない。次に 500M\_FLWV と 500hPa\_SEPT-500M\_EPT の組み合わせ（第 5.7 図 d）をみると、all の確率密度は若干右下に傾いているが、おおむね楕円形をしている。このことから、両者の相関関係はそれほど高くないことがわかる。r10-30 と r130 のそれぞれの分布をみると、r10-30 は確率密度が高い領域の左上に多く、r130 は右下に多く分布している。また、r10-30 と r130 の 500hPa\_SEPT-500M\_EPT の差は 500hPa\_T よりも大きく、両者の分離度が大きくなっていることがわかる。以上のことから、本調査で用いた要素の組み合わせでは、500M\_FLWV と 500hPa\_SEPT-500M\_EPT が r10-30 と r130 の識別に有効である。

#### 5. 4 まとめと今後の課題

7月の九州地方を対象として、前3時間積算降水量と総観〜メソ $\alpha$ スケール環境場との関係についての統計的な解析を行った。下層の暖湿気塊の流入と大気の安定度に着目し、500m高度の相当温位/500m高度の水蒸気フラックス量、500hPa面の気温/500hPa面の飽和相当温位と500m高度の相当温位との差について、それらの特徴を調べた。各種の統計解析から、集中豪雨と並の大雨を識別するには、500m高度の水蒸気フラックス量と500hPa面の飽和相当温位と500m高度の相当温位との差が有効な指標であることが示唆された。また、両者を組み合わせることで、単一の要素で識別するよりもより有効であることがわかった。

今回の調査では対象とした時期、領域、要素がかなり限定されたものであったことから、得られた結果もかなり限定的であると考えられる。今後は対象をより拡大していき、集中豪雨と環境場との一般的な関係を整理することを目指していきたいと考えている。

#### 謝辞

本調査は気象研究所予報研究部の平成21-25年度重点研究「顕著現象の機構解明に関する解析的・統計的研究」、及び『診断的予測グループ』の活動の一環として取り組んだものである。また、本調査では、気象研究所予報研究部と大阪管区気象台をはじめとする大阪管内のすべての地方気象台、及び旧神戸海洋気象台・旧舞鶴海洋気象台が共同で取り組んだ平成23・24年度地方共同研究「集中豪雨発生の必要条件の抽出とその妥当性」の成果を大いに活用した。当時の地方共同研究に参加されたみなさまに感謝する。

#### 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.
- 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.
- 加藤輝之, 2011: 大雨発生で着目すべき下層水蒸気場の高度. 平成22年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 71-88.
- 加藤輝之, 廣川康隆, 2012: 大雨を発生させやすい環境場について. 平成23年度予報技術研修テキスト, 気象庁予報部, 86-100.
- 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.

- 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.
- 気象研究所, 2012: 「平成 24 年 7 月九州北部豪雨」の発生要因について～強い南西風の持続と東シナ海上からの水蒸気供給～. 気象庁報道発表資料  
([http://www.jma.go.jp/jma/press/1207/23a/20120723\\_kyushu\\_gouu\\_youin.pdf](http://www.jma.go.jp/jma/press/1207/23a/20120723_kyushu_gouu_youin.pdf)) .
- 気象研究所, 2013a: 平成 25 年 7 月 28 日の山口・島根の大雨発生要因について～巨大な積乱雲と強い上昇気流～. 気象庁報道発表資料  
([http://www.jma.go.jp/jma/press/1308/06b/20130806\\_Yamaguchi-Shimane-heavy\\_rainfall.pdf](http://www.jma.go.jp/jma/press/1308/06b/20130806_Yamaguchi-Shimane-heavy_rainfall.pdf)) .
- 気象研究所, 2013b: 平成 25 年 8 月 9 日の秋田・岩手の大雨発生要因について～山岳によるバックビルディング形成と日本海上での大量の水蒸気の北上～. 気象研究所報道発表資料  
(<http://www.mri-jma.go.jp/Topics/press/20130828/press20130828.pdf>) .
- 気象研究所, 2013c: 平成 25 年台風第 18 号の発達とそれに伴う近畿地方の大雨の発生要因～高い海面水温、及び偏西風との相互作用～. 気象研究所報道発表資料  
([http://www.mri-jma.go.jp/Topics/press/20131007/press20131007\\_T1318.pdf](http://www.mri-jma.go.jp/Topics/press/20131007/press20131007_T1318.pdf)) .
- 気象研究所, 2013d: 平成 25 年台風第 26 号に伴う伊豆大島の大雨の発生要因～局地前線の停滞と伊豆大島の地形による強化～. 気象研究所報道発表資料  
([http://www.mri-jma.go.jp/Topics/press/20131202/press20131202\\_T1326heavyrainfall.pdf](http://www.mri-jma.go.jp/Topics/press/20131202/press20131202_T1326heavyrainfall.pdf)) .
- 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.
- 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.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and East Asia. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 467-495.
- Nomura, S., and T. Takemi, 2011: Environmental stability for afternoon rain events in the Kanto Plain in summer. *SOLA*, **7**, 9-12.
- 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.
- 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.