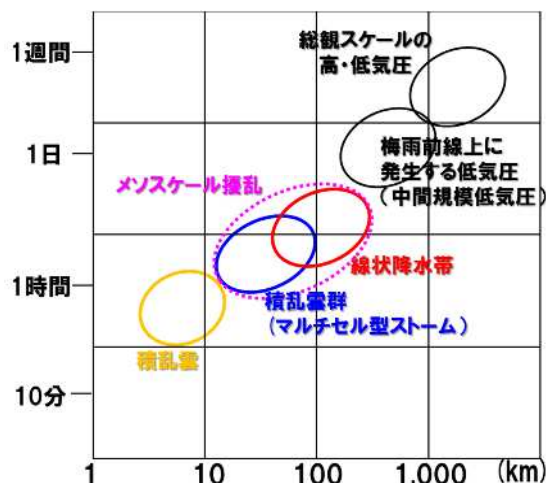


## 第2章 メソ気象の理解から大雨の予測について ～線状降水帯発生条件の再考察～\*

### 2.1 はじめに

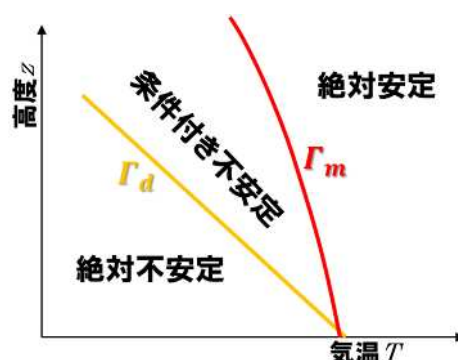
最初に、メソ気象の空間・時間スケールについて説明する。メソ気象の空間スケールの分類では Orlandi (1975) がよく用いられており、200~2000km がメソスケール、20~200km がメソスケール、2~20km がメソスケールと呼ばれている。その他に、Fujita (1981) が 40~400km をメソスケール、4~40km をメソスケールと定義している。実際のメソ気象の現象では、積乱雲が 5~15km 程度 (単体の巨大積乱雲であるスーパーセル型ストームには 100km 近いものもある)、積乱雲によって組織化された積乱雲群 (マルチセル型ストーム) が 20~100km 程度、線状降水帯が 50~200km 程度の空間スケールを持つ (吉崎・加藤 2007)。積乱雲は Orlandi (1975) ではメソスケール、Fujita (1981) ではメソ



第2.1.1図 降水に関する気象擾乱における空間スケールに対する時間スケールの関係

スケールに分類されるが、積乱雲群や線状降水帯は事例によって異なるメソスケールに分類されることがある。このように定義によって現象を空間スケールで分類することは可能だが、現象を無理に細分類する必然性はなく、現象を正しく理解することが重要である。また積乱雲群や線状降水帯をまとめて、メソスケール擾乱とも呼ぶ。第2.1.1図のように空間スケールが大きくなるほど、時間スケールも長くなる。典型的な時間スケールとしては、積乱雲は 30 分~1 時間超、積乱雲群は 1 時間弱から 3 時間程度、線状降水帯では 3 時間を超えるものも出てくる。

大雨が発生するためには大気状態が不安定であることが必要不可欠である。その不安定について説明する。大気状態が不安定だとしても、必ず積雲等の対流が発生する訳ではないので、不安定が顕在化するための条件が別途必要なことから、条件付き不安定と呼ばれる。その条件付き不安定を考える上では必ず大気の成層状態、すなわち上下の気温差 (気温減率) を用いて議論する (第 2.1.2 図参照)。実際の空気が乾燥断熱減率  $\gamma_d$  ( $\sim 9.8$  /km) よりも大きいときは絶対不安定な大気状態であり、地上付近などの粘性が大きい場所を除いて、必ず対流が発生する。逆に、湿潤断熱減率  $\gamma_m$  (気圧と気温の関数であり、1000hPa で 25 なら約 4.0 /km、気温が低くなると  $\gamma_d$  に近づく) よりも小さい場合は、対流の発生がありえない絶対安定な大気状態である。  $\gamma_d$  が絶対不安定、絶対安定でない状態、すなわち  $\gamma_m$  よりも大きく、  $\gamma_d$  よりも小さい場合を条件付き不安定と呼ぶ。  $\gamma_d$  が 6.5 /km の標準大気は、おおむね条件



第2.1.2図 乾燥断熱減率 $\gamma_d$ と湿潤断熱減率 $\gamma_m$ が与えられた時の絶対安定、条件付き不安定、絶対不安定となる気温減率

\*加藤 輝之 (気象庁気象研究所)

付き不安定な大気状態になっている。絶対不安定な大気状態になると対流が発生して不安定が解消されるので、そのような大気状態は積乱雲などの対流の中や地上付近などを除いて、観測されない。

上下の気温差を考える際、熱力学第 1 法則（外部とのエネルギーのやり取りがない断熱を仮定）に従って一般によく、「空気は膨張すれば、気温が下がる」と説明される。ピストン内部を加湿し、ピストンを引くと空気が膨張して、雲が生じることで気温が低下することを実験で示し、その説明がよくなされている。ただ、ボイル・シャルルの法則（ $PVT = \text{一定}$ 、気体の状態方程式）に従えば、気圧  $P$  が一定なら、体積  $V$  が増加すると気温  $T$  は上昇するので、そのような説明は中途半端で具体的にどうして気温が低下しているのかがよくわからない。ピストンを引いて空気が膨張して、気温が低下するのは、空気が膨張する割合よりも気圧が低下する割合が大きいためである。すなわちボイル・シャルルの法則の分子にある気圧と体積の積  $PV$  が減少して、分母にある気温  $T$  が低下しているのである。このことは、ボイル・シャルルの法則と熱力学第 1 法則から温位を導出することで具体的に導くことができる。

ピストンを引いた時の気圧低下は、ピストンを引く力と釣り合う気圧傾度力が働くため、気圧が下がることでピストンを引く力と逆向きの力が生じている。実際の大気に当てはめると、引く力が重力（ $\rho g$ 、 $\rho$ : 密度、 $g$ : 重力加速度）で、気圧傾度力（ $dP/dz$ ）は上空ほど気圧が下がっていることで生じており、このバランスは静水圧平衡と呼ばれている。以下では、このように生じている上下の気温差が基礎となるメソ気象の理解から、大雨を予測するための条件付き不安定の顕在化、特に積乱雲の発生に着目して説明する。

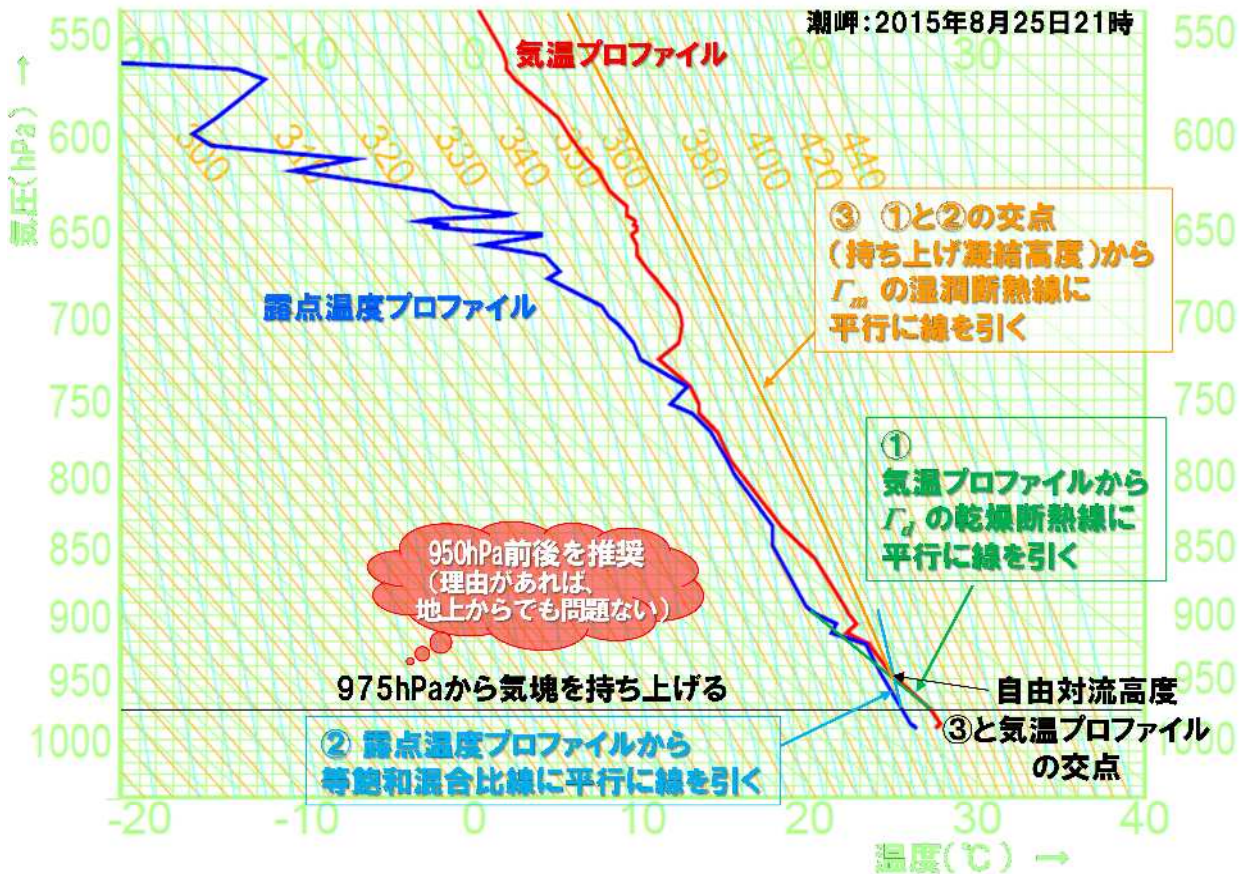
## 2.2 大雨発生を診断するのに重要な気象要素

### 2.2.1 温度エマグラムを用いた大気状態の診断

温度エマグラム（第 2.2.1 図）を用いて、2015 年 8 月 25 日 21 時（日本時間、以降同じ）の潮岬の高層観測で得られた大気状態を診断してみる。温度エマグラムの横軸は気温（ $^{\circ}\text{C}$ ）、縦軸は気圧（hPa）であり、右下から左上方向の黄緑の複数の線が乾燥断熱線で、気温減率が乾燥断熱減率  $\gamma_d$  になっている。乾燥断熱線よりも気温プロファイルの傾きが小さい（実際の空気の  $\gamma$  が  $\gamma_d$  より大きい）と、絶対不安定な大気状態である。図の気温プロファイルの傾きを見ると、920hPa 付近で乾燥断熱線よりも小さくなっており、その高度で対流が発生できる状態になっていることを示している。ただその直上に逆転層（上空ほど気温が高くなっている層）が存在するために、深い対流は発生できない。ここでは層積雲が存在していたのではないかと推測される。

オレンジの複数の線が湿潤断熱線で、気温減率が湿潤断熱減率  $\gamma_w$  になっている。気塊を持ち上げる位置から上空で、湿潤断熱線よりも気温プロファイルが全ての気圧面で右側に存在していると絶対安定な大気状態であることを示している。例えば、図のケース（540hPa までの判断になるが）では、725hPa 付近の気塊に対しては、約 346K の湿潤断熱線を書けば、その線よりも上空の気温プロファイルが右側に存在しているので、絶対安定な大気状態であることがわかる。また湿潤断熱線に右側に接するように記載されている数値が相当温位の値になるように作画されている。気温プロファイルからこの数値を読み取ると、飽和相当温位の値になる。前述の 725hPa 付近の気塊の飽和相当温位は約 346K と読み取れる。水色の複数の線が等飽和混合比線である。次節で述べるように周囲との混合を考えない限り、相当温位と同様に混合比（g/kg）も保存する。なお、単位体積当たりの水蒸気量（ $\text{kg}/\text{m}^3$ ）は保存量ではない。

ここでは、975hPa から気塊を持ち上げた場合について、大気状態が不安定かどうか、対流が発生しやすいかどうかを考えてみる。日射により地上気温がかなり高くなっている場合があるので、不安定を診断するには 950hPa 前後の気塊を持ち上げることを推奨する（理由があれば、地上データを用いて持ち上げて問題ない）。予報現業で利用されている 500m 高度データも、950hPa 前後ということで、高度 500m 付近（モ



第2.2.1図 エマグラムを用いた不安定の診断 気温および露点温度プロファイルは2015年8月25日21時の潮岬における高層観測による。

デル高度 300m までは高度 500m、それ以上ではモデル高度 + 200m) から気塊を持ち上げて自由対流高度や平衡高度を求めている。また気塊を持ち上げる高度(気圧面)により、不安定の判断が変わったり、不安定を示す指数の値が大きく変わることもある。このため、不安定を示す指数の利用では(現業で利用するプロダクトだけでなく、先行研究や教科書でも)、数値のみで判断するのではなく、その指数がどの高さの気塊を持ち上げたかを認識しておく必要がある。

不安定を診断するためには、図の緑の太線のように気温プロファイルから乾燥断熱線に平行に上空に向かって線を引く。水色の太線のように露点温度プロファイルから等飽和混合比線に平行に上空に向かって線を引くと、との交点として雲底高度となる持ち上げ凝結高度がわかる。その高度から湿潤断熱線に平行に上空に向かって線を引く。凝結後に湿潤断熱線に沿って気塊を持ち上げるのは、凝結による潜熱放出に対応して気温低下が緩和されるため、その低下割合が  $\Gamma_m$  になる。と気温プロファイルの交点があれば、その交点が自由対流高度になり、大気状態は不安定であると診断できる。この高度以上に気塊が持ち上げられれば、周囲の空気(気温プロファイル)よりも温くなるために、浮力をえて対流が発生できる。

図のケースでは 27 から乾燥断熱線に平行に緑の太線、 25.5 から等飽和混合比線に平行に水色の太線のように線を引くと、その交点(持ち上げ凝結高度)の気圧は 950hPa になる。その交点から 365K と 370K の湿潤断熱線の中央付近に上空に向かってオレンジの太線のように線を引くと、気温プロファイルとの交点(自由対流高度)の気圧は 948hPa になる。このケースでは 27hPa (約 300m) 持ち上げただけで対流が発生できる“対流の発生しやすい大気状態”であることがわかる。また 365K と 370K の湿潤断熱線の中央付近を上空に持ち上げるので、975hPa の気塊の相当温位が約 367.5K であることもわかる。

以上のように、温度エマグラムでは大気状態が不安定かどうかを自由対流高度の存在で判断するが、～の作業が大変である。この作業では、気温プロファイルから読み取れる飽和相当温位の値で作成した飽和相当温位プロファイルと持ち上げる気塊の相当温位だけあれば必要十分である。飽和相当温位や相当温位の値を別の方法 (Bolton 1980 など) で計算し、湿潤断熱線を直立させてその値を横軸として描画させたものが温位エマグラムである。温位エマグラムには、相対湿度 0%である相当温位、すなわち温位プロファイルも描画させる。この後の説明では、主に温位エマグラムを用いることにする。

## 2.2.2 大雨発生を診断するのに重要な気象要素

第2.2.1表に大雨発生を診断するのに重要な気象要素を示す。大雨発生を診断するためには、まず対流が発生しやすい不安定な大気状態であることに加えて、大量の下層水蒸気流入の存在を確かめる必要がある。なぜなら、不安定な大気状態だけならば、対流すなわち積乱雲が組織化して積乱雲群になりやすい大気状態であろうとも、大量の水蒸気が供給されないと大雨に至らないからである。まず対流が発生しやすい不安定な大気状態の確認が必要で、500m 高度データの自由対流高度までの距離 (DLFC) をみるのが最適である。自由対流高度が存在することで、不安定な大気状態であることがわかり、その高度までの距離で対流の発生しやすさが診断できる。DLFC が 2km 以上あると、対流が発生するためには下層の気塊を持ち上げる非常に大きな外部強制力が必要になるので、対流は発生し難い。それ以下の DLFC では、対流の発生は外部強制力の強さに依存する。高い山岳があるとその地形による強制上昇により、気塊は容易に 1km 以上持ち上げられるので、DLFC が 1km 程度でも山岳域では対流が発生することがある。一方、平野部ではそのような強制力はほぼないので、DLFC が 1km では対流発生はあまり見られない。平野部で対流が容易に発生するためには、DLFC が 500m 程度まで低下する必要がある。なお、ここで示した値は目安であって、地域によって山岳の高さなどに違いがあるので、

個別に DLFC と対流の発生について調査する必要がある。また、平野部や沿岸部では下層風の収束が外部強制力になって対流が発生することがあるので、地上や 500m 高度の収束 (CONV) を確認することも必須である。下層水蒸気流入量は 500m 高度データの水蒸気フラックス量 (FLW) でみるのが最適であるが、水蒸気フラックス量は単なる値 (スカラー量) なので流入方向も合わせて、ベクトルである水蒸気フラックスとし

第2.2.1表 大雨発生を診断するのに重要な気象要素  
は最重要、 は重要、 は場合により利用価値ありを示す。

| 高度・気圧面  | 要素                 | 対流への効果 | 観測データによる確認  |
|---------|--------------------|--------|-------------|
| 500m 高度 | 自由対流高度までの距離 (DLFC) | 対流発生   | ゾンデ観測       |
|         | 水蒸気フラックス量 (FLW)・風向 | 水蒸気流入  | 地上の水蒸気量×風速  |
|         | 風の収束 (CONV)        | 対流発生   | 地上観測        |
|         | 相当温位 (EPT)         | 不安定度   | 地上の水蒸気量+気温  |
|         | 平衡高度 (EL)          | 対流発達   | ゾンデ観測       |
| -       | SREH               | 対流組織化  | ウインドファイラ観測  |
| 700hPa  | 相対湿度               | 対流抑制   | ゾンデ観測       |
|         | 上昇流場               | 対流強化   | -           |
| 500hPa  | 気温                 | 不安定度   | ゾンデ観測       |
|         | 相対湿度               | 対流抑制   | 水蒸気画像 (WV3) |
| 等温位面高度  | 渦位 (PV)            | 不安定度   | 水蒸気画像 (WV1) |
| 不安定指数   | CAPE               | 不安定度   | ゾンデ観測       |
| -       | 可降水量               | 水蒸気流入  | GPS 可降水量    |

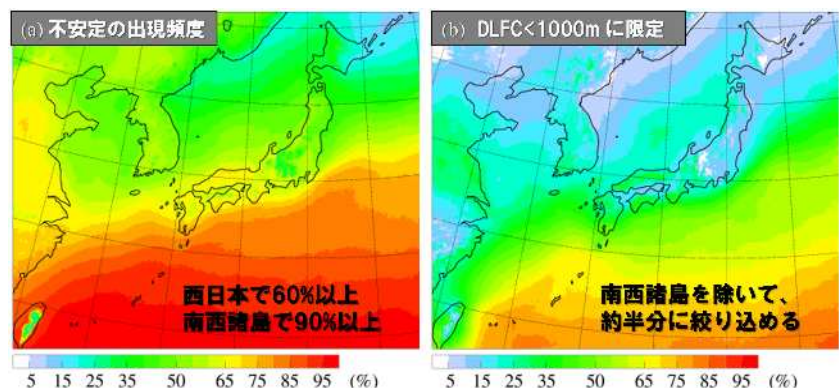
て確認しなければならない。

対流が発生しやすく、下層水蒸気が大量に流入することがわかれば、対流の発達しやすいさを上空の低温の程度などから確認する。具体的には、500m 高度の平衡高度 (EL) や相当温位 (EPT)、500hPa の気温に加えて、等温位面渦位分布が役に立つ。EL は対流の発達高度の目安となり、EPT や 500hPa の気温の平年値からの差や EPT の今までの最大値との比較が大雨発生の診断に使える。ただ、EPT や 500hPa の気温は季節変化するので、少なくとも平年値や最大値は月単位で評価する必要がある。通常 EPT が高くなることで、DLFC が小さくなり、EL は高くなる。ただし、700~800hPa 付近に暖気が流入することで、その層の飽和相当温位が高くなり、上空の気温プロファイルに関係なく、EL が 3km に達しないことがよくある。第 2.4 節での線状降水帯発生条件の再考察で EL を条件に加えたのはこのためである。高渦位域の進行方向前面では上昇流により大気中層の気温低下や湿潤化が起こり、対流が発生しやすい大気状態が作られるので、等温位面渦位分布をみることで不安定性降水の発生位置を診断的に予測することができる (黒良・森・加藤 2014)。対流の発達には上空の低温に加えて、上空が湿っていることおよび上昇流場であることが欠かせない。この 2 点については次節で詳しく説明する。

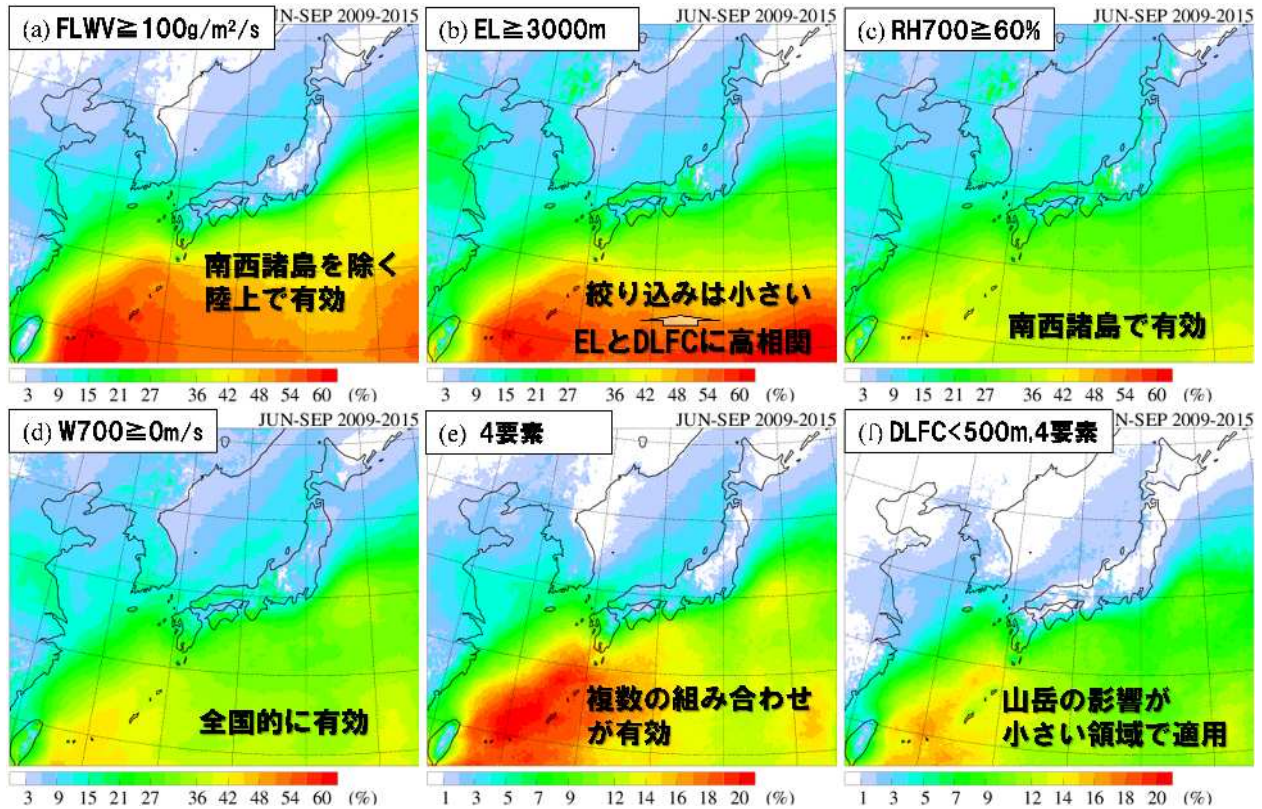
上記以外に、不安定指数である対流有効位置エネルギー (CAPE) や可降水量およびその関連データが大雨発生の診断に用いられる。CAPE の算出には、上空の水蒸気情報は用いられておらず、上空が乾燥していた場合でも大きな値を示すことがある (具体例を第 2.3 節の最後で紹介)。また大雨時には CAPE の値が 1000J/kg に満たないケース (Kato and Goda 2001 など) が多く、大雨の診断的予測に CAPE の利用は不向きである。可降水量分布から梅雨期における梅雨前線帯 (湿舌) の位置を確認することができ、梅雨前線帯の南縁で発生しやすい大雨の発生位置を見出すことができる。なお可降水量は水蒸気量の鉛直積算量であるので、山岳部で値が小さくなることに注意が必要である。第 2.2.1 表の右端に、観測データによる確認方法を記載している。数値資料だけでなく、実況監視でもそれに対応する観測データをできる限り用いて、予報結果と実況を対比させることで効果的に大雨の診断的予測に繋げることができる。

大雨を診断的に予測する前提として、不安定な大気状態の出現頻度を把握しておくことは重要である。ここでは、2009~2015 年 (7 年間) の 6~9 月の期間を対象に、3 時間毎にある気象庁メソ解析から 500m 高度データの DLFC を用いて統計的に調べた、不安定な大気状態の出現頻度 (第 2.2.2 図 a) を見てみる。既に説明したように、DLFC の存在は不安定な大気状態であることを意味している。南西諸島では 90% 以上であり、ほぼ毎日不安定な日であることがわかる。西日本でも 60% 以上であり、半数以上の日で不安定な大気状態である。しかし、そのような頻度で降水が観測されるわけではない。不安定 = 対流の発生ではなく、不安定が顕在化するためには自由対流高度まで気塊が持ち上げられる必要があるからである。そこで、不安定が顕在

化する可能性が高い大気状態として、『DLFC が 1000m 未満 (DLFC < 1000m)』に限定してみると、南西諸島を除いて出現頻度は半分以下に抑えられている (第 2.2.2 図 b)。ただ、前述のように大雨発生を診断するには DLFC だけでなく、他の気象要素も合わせて確認する必要がある。次に他の要素についても見てみる。



第 2.2.2 図 (a) 不安定な大気状態の出現頻度 (%) 分布と (b) 500m 高度データの自由対流高度までの距離 (DLFC) を 1000m までに限定した場合 2009~2015 年 (7 年間) の 6~9 月の期間を対象に、3 時間毎にある気象庁メソ解析から作成。



第 2.2.3 図 第 2.2.2 図 b と同じ、DLFC<1000m が満たされた時の複数要因の出現頻度(%)分布：(a) 500m 高度の水蒸気フラックス量 (FLWV) が  $100\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$  以上、(b) 平衡高度 (EL) が 3000m 以上、(c) 700hPa の相対湿度 (RH700) が 60%以上、(d) 400km 空間平均した 700hPa の場が上昇流域、(e) (a) ~ (d) の要素が全て満たされた場合、(f) (e) で DLFC の条件を 500m 未満とした場合

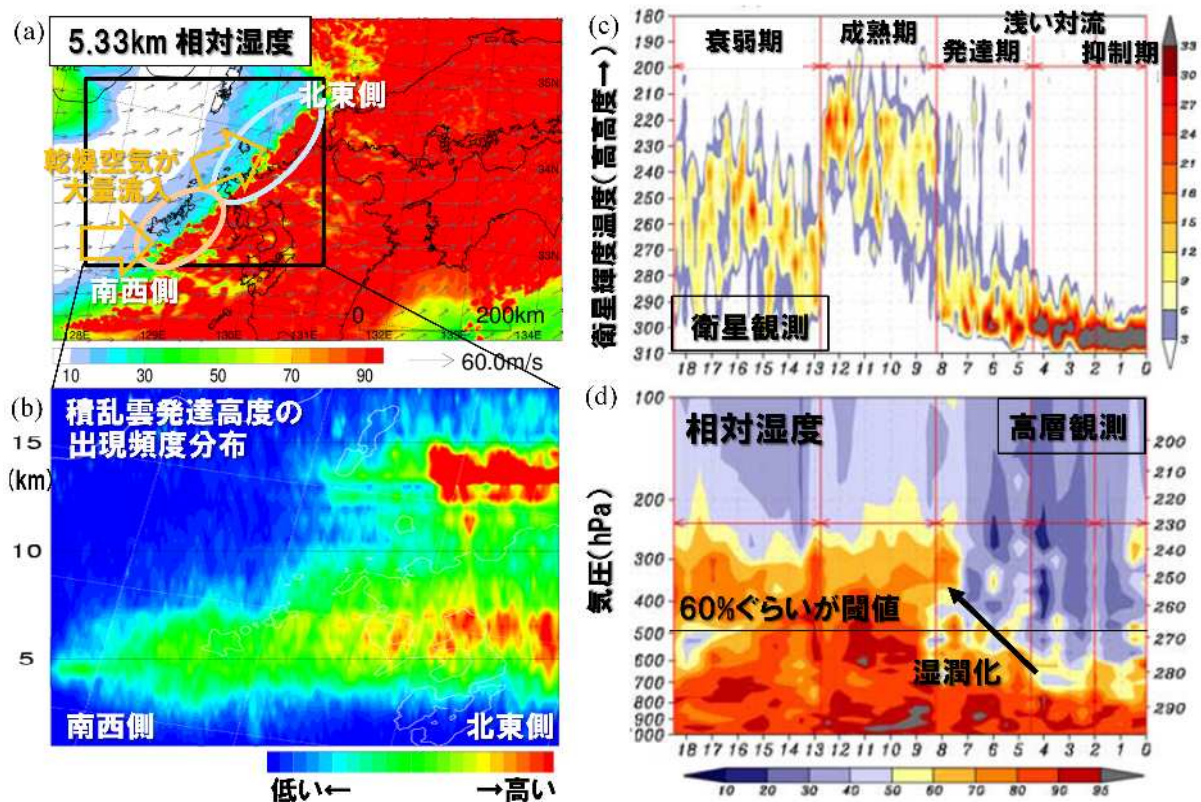
大雨発生を診断するのに重要な気象要素でまず確認すべき要素が DLFC なので、DLFC < 1000m を満たす時の複数要因の出現頻度から、追加要素に対する大雨の発生しやすい環境場の絞り込みについて考察する。追加の診断要素として、ここでは FLWV、EL、700hPa の相対湿度 (RH700) と 400km 平均した鉛直流 (W700) を取り上げ、それぞれの閾値を  $100\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ 、3000m、60%、0m/s とする。これら閾値は複数の事例解析から想定したもので、予報現業での利用では実際の大雨との対応や地域、季節に適した数値を設定し直す必要がある。まず FLWV を条件に加えると、南西諸島を除いた陸上での出現頻度の低下が顕著で、場所によっては閾値が高すぎる可能性もある (第 2.2.3 図 a)。EL を加えても、大雨の発生しやすい環境場の絞り込みは FLWV ほど大きくないことがわかる (第 2.2.3 図 b)。これは EL と DLFC が高相関の関係にあるためである。RH700 を追加すると、南西諸島での出現頻度の低下が顕著で、その領域での絞り込みに有効であると考えられる (第 2.2.3 図 c)。W700 を利用すると、全国的に出現頻度の低下が確認でき、全国的に利用価値がありそうである (第 2.2.3 図 d)。ただ、ここでは 400km 平均した鉛直流を用いているので、例えば平均スケールを 200km にする、W700 の閾値として 1cm/s 程度までの弱い下降流も許容するなどの工夫の余地がある。

追加 4 要素を全て利用する (第 2.2.3 図 e) と、南西諸島を除いて大雨が発生しやすい環境場をかなり絞り込むことができている。南西諸島など山岳の影響が小さい領域では、DLFC < 1000m という基準が緩いため、DLFC < 500m と条件を厳しくした上に 4 要素を用いること (第 2.2.3 図 f) で、対応可能だと考えられる。他の気象要素も利用できないことはないが、鉛直シアーに関わる要素を除いて、ここで用いた 5 要素と高い相関があるものについては代替して利用すべきである (例えば、RH700 の代わりに 500hPa 相対湿度を用いるなど)。

## 2.3 上空の乾燥空気と上昇流の役割

### 2.3.1 上空の乾燥空気による積乱雲発達の抑制

基本的には、上空の乾燥空気は積乱雲の発達を抑制する。このことをまず、1999年6月29日に福岡で線状降水帯により大雨がもたらされた事例を用いて上空の乾燥空気の影響を説明する。第2.3.1図aは水平分解能2kmの気象庁非静力学モデルによる高度5.33kmの相対湿度分布で、西から乾燥空気が、特に南西側で大量に流入していることを示している。北東側では風向が反時計回りに回転し、乾燥空気の流入量は少なくなっている。第2.3.1図bは積乱雲の発達高度の頻度分布で、暖色系ほど出現頻度が高いことを示している。南西側では積乱雲の発達高度が低く、降水も少量だった。一方北東側では積乱雲の多くは圏界面まで発達し、大雨をもたらしていた。次に熱帯での雲頂高度の高度別出現頻度と相対湿度の鉛直分布の推移から乾燥空気の影響を見てみる。第2.3.1図cは静止衛星による熱帯のある領域での雲頂輝度温度の出現頻度の時系列で、輝度温度が低いほど雲頂が高い。その領域での高層観測による相対湿度の時間変化を第2.3.1図dに示す。この2つの図から、雲頂高度が低いときは上空が乾燥している期間に当たり、上空が湿潤化するとともに雲頂高度が上昇していることがわかる。積乱雲が高高度まで発達できるかどうかを決める500hPa付近の相対湿度の閾値は60%ぐらいである。また雲頂高度や相対湿度60%以上の湿潤域の上端は時間とともに指数関数的に増大し、500hPaに達した付近で、突然的に雲頂が高高度まで達するようになる。気温が高い地上付近ほど飽和混合比が大きく、液相や固相の水物質の蒸発可能性が多くなりえる一方、上空になるほど気温が下がるために、飽和混合比が急激に小さくなり、その蒸発可能性に限界が生じる。このために、500hPaを超えて発達した積乱雲は高高度まで達することができるのである。

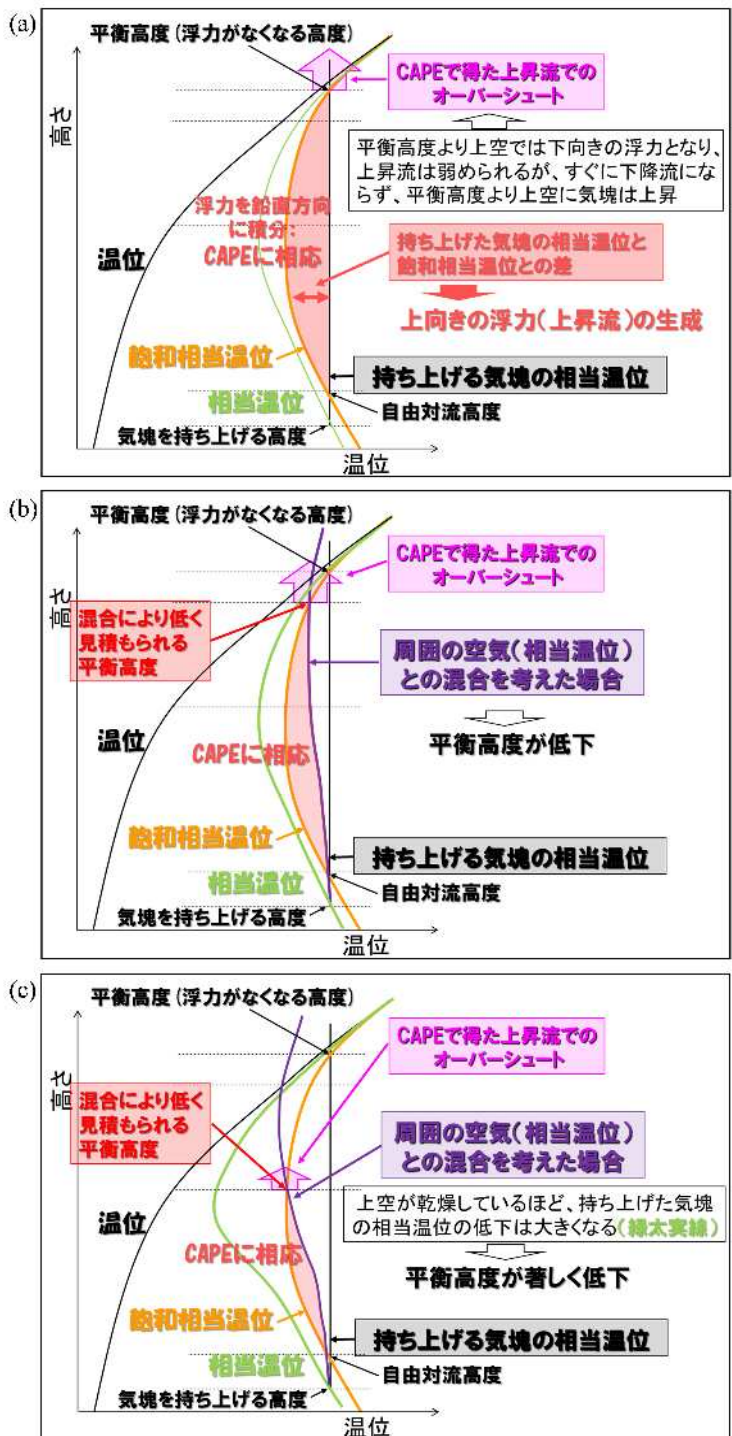


第2.3.1図 1999年6月29日に福岡での線状降水帯による大雨時の水平分解能2kmの気象庁非静力学モデルで再現した(a)高度5.33kmの相対湿度(%)分布・水平風ベクトルと(b)(a)の矩形内で統計処理した積乱雲の発達高度の頻度分布、(c)静止衛星による熱帯のある域での雲頂輝度温度の出現頻度の時系列と(d)その領域での高層観測による相対湿度(%)の時間変化(a)と(b)はKato(2006)、(c)と(d)はKikuchi and Takayabu(2004)を改修。

温位エマグラム（第 2.3.2 図 a）を用いて、周囲の空気との混合がない場合の積乱雲の発達高度について説明する。自由対流高度と平衡高度（浮力がなくなる高度とも呼ばれる）の間では、持ち上げた気塊の相当温位（周囲の空気との混合がないときは保存する）と飽和相当温位との差によって上向きの浮力が生じ、上昇流が作られる。この浮力を平衡高度まで積み上げたものが CAPE に相当し、CAPE で得た上昇流は平衡高度に達した時点で最大となる。平衡高度より上空では下向きの浮力となり、上昇流は弱められるが、すぐに下降流になることはなく、平衡高度より上空に気塊は上昇する。この上昇部分はオーバーシュートと呼ばれる。なお対流圏界面よりも上空に積乱雲が発達した部分に限定して、オーバーシュートと呼ぶこともある。積乱雲の発達高度は、平衡高度にこのオーバーシュートの部分も加算したものと見積もることができる。

次に、周囲の空気との混合がある場合（第 2.3.2 図 b）を考える。相当温位は温位と飽和相当温位との間の値を取り、相对湿度 0%なら温位、100%なら飽和相当温位の値になり、乾燥しているほど温位の値に近づく。自由対流高度と平衡高度の間では、必ず持ち上げた気塊の相当温位は飽和相当温位の値よりも大きいので、周囲の空気の相当温位は持ち上げた気塊の相当温位よりも低くなる。すなわち周囲の空気と混合すると必ず、図の紫線のように持ち上げた

気塊の相当温位は低くなる。平衡高度は持ち上げた相当温位の値が周囲の飽和相当温位の値になる高度なので、相当温位が小さくなった分だけ平衡高度は低下する。また CAPE も小さくなり、それで生じるオーバーシュートも小さくなる。ここで示したケースでは大気中層でも相对湿度が 70~80%と高く、混合の影響は小さいので平衡高度の低下は大きくない。オーバーシュートもあるので、発達高度は混合がない場合の平衡高度程度になると考えられる。なお、水物質が蒸発して気温が低下する効果については考える必要はない。な



第 2.3.2 図 温位エマグラムからわかる (a) 周囲の空気との混合がない場合の積乱雲の発達高度（平衡高度 + オーバーシュート）、周囲の空気との混合があって大気中層が (b) 湿っている場合と (c) 乾燥している場合



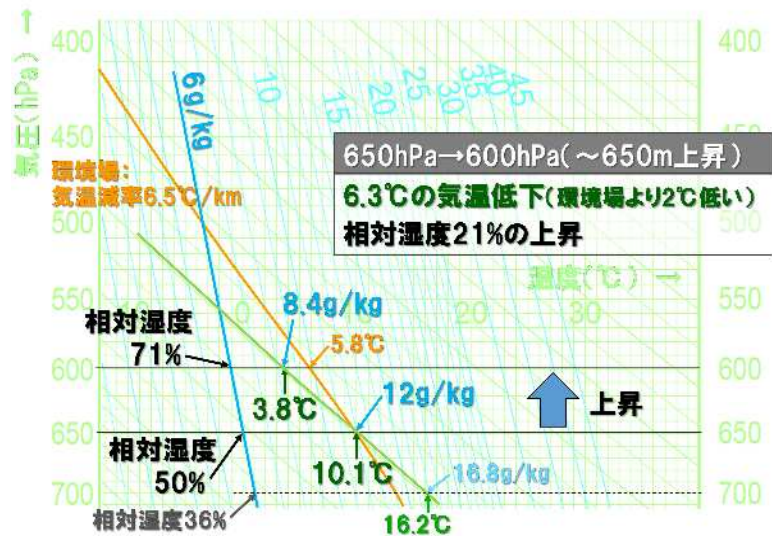
ぜなら、温度エマグラムで相当温位を見出すときに説明したように、水物質が蒸発したとしても気塊を上昇させるときに再度凝結させるので、蒸発に関係なく相当温位の値は同じになるからである。

大気中層がかなり乾燥している場合（第 2.3.2 図 c）を考える。相当温位プロファイルは温位プロファイルに近づき、上空があまり乾燥していない場合（第 2.3.2 図 b）に比べて、持ち上げた気塊の相当温位の低下は大きくなり、平衡高度は著しく低下する。このように上空が乾燥していると積乱雲の発達高度はかなり抑制される。また CAPE も著しく小さくなり、オーバーシュートもかなり小さくなる。混合の割合については、持ち上がる気塊の水平スケール、上昇流、および上昇時の水平方向への移動割合（具体的には積乱雲の傾き）で決まる。持ち上がる気塊の水平スケールおよび上昇流が大きいほど混合の割合は小さくなる。上昇流は CAPE で決まるので、CAPE が大きいほど混合の割合が小さくなる。ただ混合によって実際の CAPE が決まるので、混合がないとして算出される CAPE の大小だけで判断するには無理がある。鉛直シアアがあると積乱雲が傾き、直立した（鉛直シアアがない）場合に比べて、混合の割合が大きくなる。これはある断面面積を持つ円筒を上と下で別方向に引き伸ばした場合に対応し、引き伸ばすことで表面積が増えるためである。このように混合の割合は複雑で、簡単に決めることはできない。

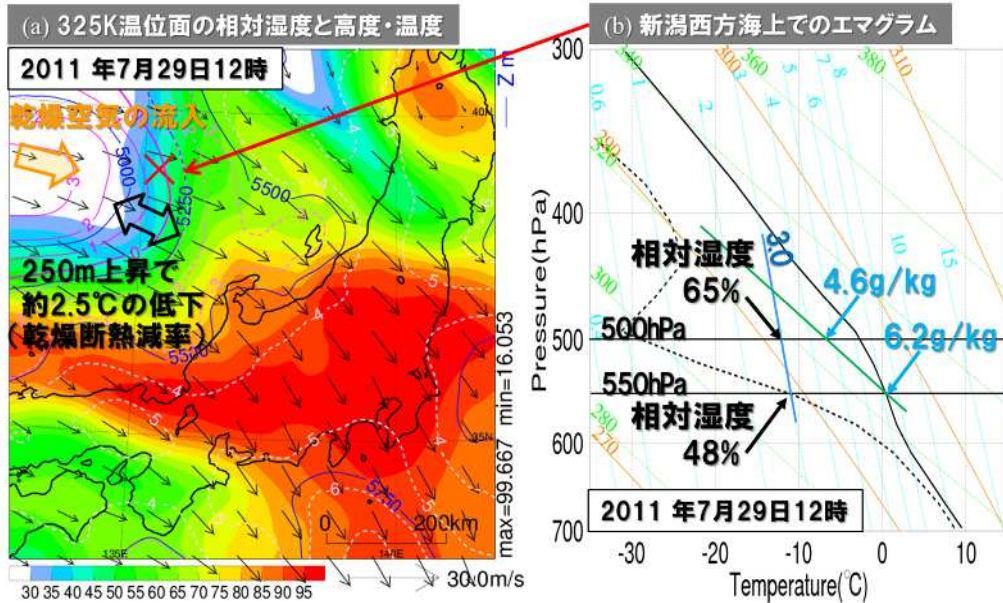
### 2.3.2 積乱雲発達に対する断熱冷却による上空の湿潤化の影響

断熱冷却による上空の湿潤化について説明する。ここでは、温度エマグラム（第 2.3.3 図）を用いて相対湿度 50%の 650hPa の空気塊を 50hPa 持ち上げた場合を考える。650hPa の飽和混合比が 12g/kg の空気塊を考えると、12g/kg の飽和混合比線の 650hPa の気温は 10.1 になる。ここから乾燥断熱線で 600hPa まで持ち上げると、気温は 3.8 となり、6.3 低下（断熱冷却）する。環境場が標準大気（気温減率 =6.5 /km）であった場合、周囲の気温（5.8 ）よりも約 2 低下する。この低下が断熱冷却による低温化である。650hPa の 3.8 の飽和混合比は 8.4g/kg なので、混合比 6g/kg（飽和混合比 12g/kg の相対湿度 50%に対応）を持っている空気塊の相対湿度は 71%に上昇する。このように空気塊が上昇して断熱冷却されると、湿潤化する。このケースでは対流が発達できる目安である相対湿度 60%（第 2.3.1 図 d）を超えるので、対流が発達しやすい大気状態になる。持ち上げた空気塊の乾燥断熱線と空気塊が持っている混合比の線が交わる点が、相対湿度 100%になる持ち上げ凝結高度（雲ができる高度）である。ここではおよそ 560hPa であり、1200m ほど持ち上げると雲が生じる。また、空気塊を 700hPa まで下げると、断熱圧縮により加熱され、気温は周囲よりも 2 以上高くなり、相対湿度は 36%になる。気温が上昇し、相対湿度が低下するので、対流の発達が著しく抑制されるようになる。

断熱冷却による上空の湿潤化の実例として、2011 年 7 月新潟・福島豪雨を紹介する。この事例では西方から上空に相対湿度 30%以下の非常に乾いた空気が流入していたにもかかわらず、新潟県上空では湿潤かつ低温な状態が維持され、複数の線状降水帯が発生し、大雨が引き起こされた（加藤 2013）。第 2.3.4 図 a は 325K 温位面の分布で、カラーで相対湿度、青の等値線で高度、



第 2.3.3 図 断熱冷却による上空の湿潤化の説明  
相対湿度 50%の 650hPa の空気塊を 50hPa 持ち上げた場合

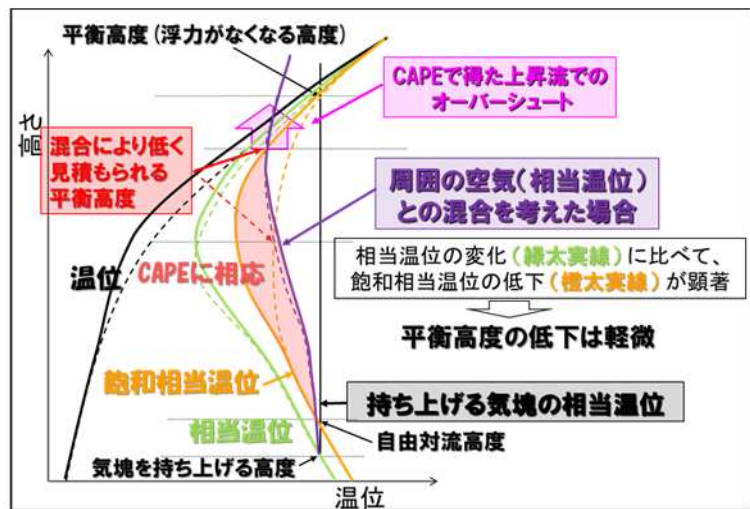


第 2.3.4 図 2011 年の新潟・福島豪雨時 (7 月 29 日 12 時) の (a) 325K 温位面の相対湿度 (%、カラー)・高度 (m、青の等値線)・気温 (、ピンクの等値線) 分布と水平風ベクトル、(b) 新潟西方海上 (a) の × 地点) での温度エマグラム 気象庁メソ解析から作成。

ピンクの等値線で気温を示している。気塊は凝結しない限り、温位面上を移動するので、左図の状態が維持されていれば、西から流入する乾燥空気は温位面上のベクトルの向きに移動する。また移動とともに高度が高くなり、気温が低下するので冷却されることがわかる。新潟県の西方海上では 250m 上昇で約 2.5 の気温低下、すなわち乾燥断熱減率になっているので、断熱冷却されることがわかる。さらに気温の低下に合わせて、湿潤化もみられ、大雨発生に適した環境場が形成されている。第 2.3.4 図 b の新潟県の西方海上の温度エマグラム (黒実線が気温、黒点線が露点温度のプロファイル) をみると、相対湿度 48% の 550hPa の空気塊を 50hPa 持ち上げると、相対湿度は 65% になることがわかる。

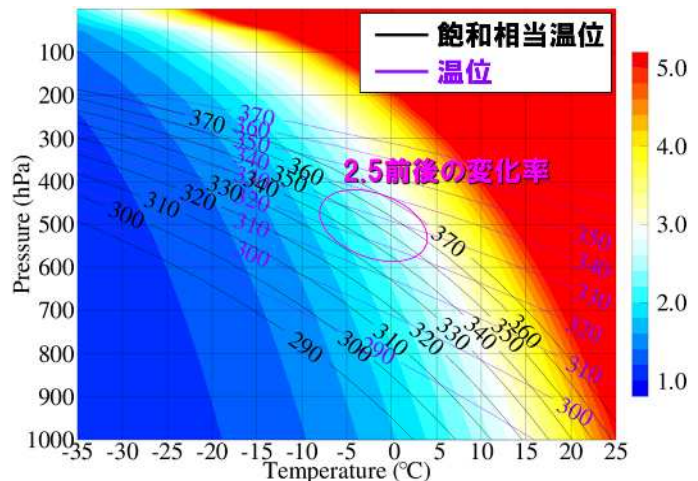
上昇流域で断熱冷却される場合を、温位エマグラム (第 2.3.5 図) を用いて考える。破線のプロファイルは中層がかなり乾燥しているケース (第 2.3.2 図 c) で、混合により平衡高度が著しく低下することを既に説明した。そのプロファイルが与えられ、上昇流により中層の空気が多少持ち上げられたケースを太実線で示している。

相当温位は保存量なので、そのプロファイル (緑線) は多少持ち上げられてもあまり変化しない。一方、断熱冷却により気温が低下し、温位 (黒線) に比べて飽和相当温位 (オレンジ線) の顕著な低下が見られる。この飽和相当温位の低下により、周囲との混合を考慮した場合の持ち上げた気塊の相当温位 (紫線) と飽和相当温位プロファイルの交点として見出される平衡高度は、混合を考慮しない場合と比べて、あまり大きく低下しない。また上昇



第 2.3.5 図 第 2.3.2 図 c (破線のプロファイル) が与えられ、上昇流域で断熱冷却がある場合の周囲の空気との混合により見積もられる平衡高度

流がない場合（破線のプロファイル）に比べて、相当温位と飽和相当温位の差によって生じる浮力も大きくなり、その積算であるCAPEも大きくなる。すなわち、上昇流域での断熱冷却により、積乱雲が発達できる環境場を作り出していることがわかる。既に説明したように、相当温位プロファイルは乾燥しているほど温位、湿っているほど飽和相当温位プロファイルに近づく。断熱冷却により相対湿度が上昇するので、飽和相当温位プロファイルは相当温位プロファイルに近づくように左側にかなりシフトしているわけである。



第 2.3.6 図 気温と気圧が与えられたときの温位に対する飽和相当温位の変化率 紫線は温位、黒線は飽和相当温位を示す。

上で述べた温位に比べて、飽和相当温位の低下が大きいことを具体的に数値で示す。第 2.3.6 図は気温と気圧が与えられたときの温位に対する飽和相当温位の変化率である。地上付近では飽和混合比が大きいことから、気温 25 の場合、温位が 1K 変化すると飽和相当温位は 5K 以上変化する。上空 500hPa で気温が -5~0 付近でも、2.5 前後の変化率になっていて、温位に対して飽和相当温位が大きく変化することがわかる。低温になるほど飽和混合比が著しく小さくなるので、変化率は 1 に近づく。気温と気圧から求まる温位（紫線）と飽和相当温位（黒線）をみると、その差は気温が低下するに従って急激に小さくなり、相当温位が取りえる範囲も小さくなる。このことは、乾燥の程度で相当温位の値が大きく変わらないことを示していて、気温が低い高高度での乾燥空気の影響は小さいことが説明できる。

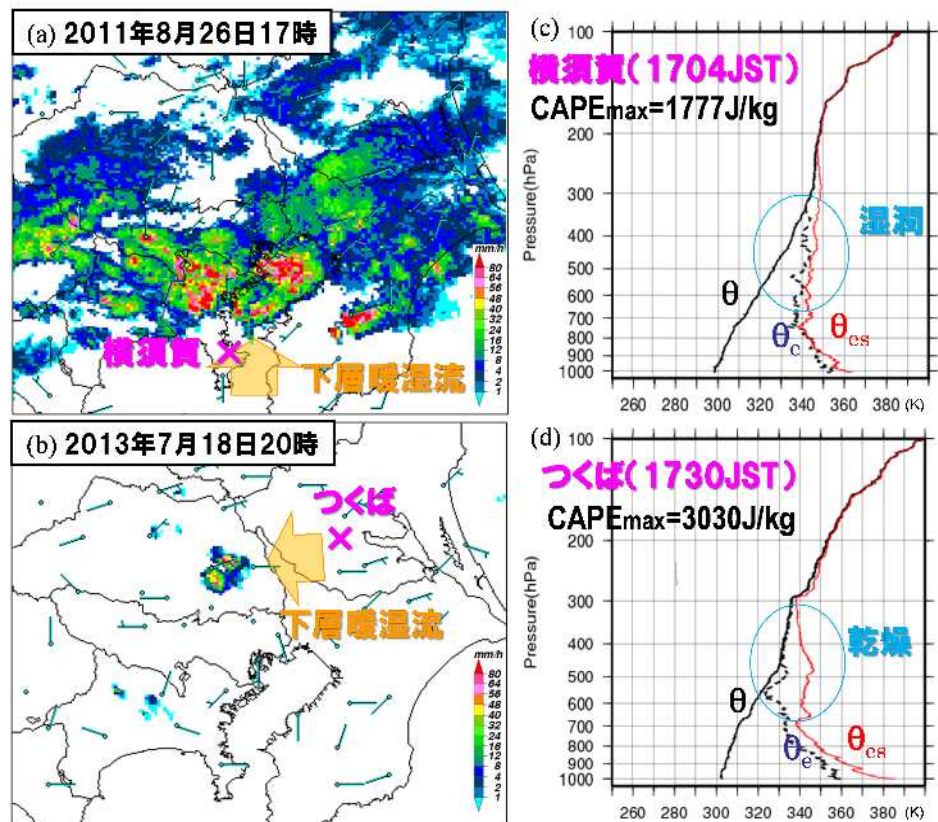
第 2.3.1 表は上・中層への乾燥空気の流入による対流雲に関わる影響についてまとめたものである。対流

第 2.3.1 表 上・中層への乾燥空気の流入と中層にみられる大規模場の鉛直流に関わる対流雲への影響

| 大規模場の鉛直流  | 対流不安定                |  | 流入空気の気温・湿度               | 不安定度                               | EL                         | DLFC   | CAPE            | 発生している対流雲への影響               |
|-----------|----------------------|--|--------------------------|------------------------------------|----------------------------|--|-----------------|-----------------------------|
|           |                      |  |                          |                                    |                            |  |                 | 流入空気の気温が影響                  |
| なし        | 顕在化しない<br>(対流は発生しない) |  | 変化なし                     | 変化なし                               | 変化なし                       | 変化なし   | 変化なし            | 混合で浮力が低下し、対流弱体化             |
| 上昇流場<br>↑ | 0%の鉛直減率が増加し、不安定度を強化  | 顕在化(対流発生)の可能性あり<br>(乾燥空気の下層が十分湿っている場合、ただ下層からの深い対流にはならない、具体例:高積雲) | 気温:低下<br>湿度:上昇<br>(断熱冷却) | 不安定化<br>または<br>不安定強化<br>(SSIの低下)   | 上昇<br>(ELが高高度の時、変化がない場合あり) | LFCが中層より高い時を除き、変化なし<br>(高い時は、上昇流で低下、下降流で上昇するが、そのような時はそもそも対流は発生しない) | 増大<br>(上昇流を強化)  | 流入する空気の湿度が十分高くなれば対流強化       |
| 下降流場<br>↓ | 顕在化しない<br>(対流は発生しない) | 顕在化しない<br>(対流は発生しない)   | 気温:上昇<br>湿度:下降<br>(断熱加熱) | 不安定解消<br>または<br>不安定弱体化<br>(SSIの増大) | 低下<br>(気温低下が小さい時は、変化なし)    | 低下<br>(気温低下が小さい時は、変化なし)  | 低下<br>(上昇流を弱体化) | 温度降下で混合で浮力低下が大きくなり、対流弱体化が顕著 |

不安定は、ある厚みの気層が持ち上げられて、気層の上部は凝結せず、下部が凝結することで不安定が顕在化して、対流が発生できうる状態であることを意味している。したがって、上昇流場を除いて、対流不安定が顕在化して、対流が発生することはない。また上・中層の気層だけが持ち上げられてもその領域のみで対流が発生するので、下層からの深い対流は発生せず、対流不安定の顕在化でみられる対流は高積雲となる。大規模場の鉛直流が存在すると、乾燥空気が流入することで、気温と湿度に変化が生じる。上昇流場では断熱冷却により気温が低下し、湿度は上昇する。逆に下降流場では気温が上昇し、湿度は下降するので、対流雲は発生しにくくなる。ここから、上昇流場に注目して説明する。EL、DLFC、CAPE などは不安定（潜在不安定）を表す指数で、流入空気の水蒸気量（湿度）と気温の鉛直プロファイルだけで決まり、上・中層の湿度は関係しない。乾燥している状態で上昇流があると断熱冷却で上空が冷えるので、安定な場であっても不安定化する場合があります。既に不安定な時は不安定が強化される。具体的には CAPE が増大し、上昇流を強め、オーバーシュートも大きくなる。一方、発生している対流雲への影響は、流入空気の気温だけでなく、湿度が大きく影響する。上昇流場では、混合によって相当温位は低下し、基本的には乾燥空気が流入すると混合で浮力が低下し、対流は弱化する。ただ乾燥していると断熱冷却による気温低下で、環境場の飽和相当温位が顕著に低下する。この飽和相当温位の顕著な低下により、浮力が強められるとともに、平衡高度の低下も抑えられ、前述の実例のように上昇流場で湿度が十分高くなれば対流が逆に強化されることもある。

関東地方での不安定性降水のケースを例として、上空の乾燥空気の影響について示す。第 2.3.7 図 a は 2011 年 8 月 26 日のケースで、相当温位約 350K の下層暖湿流が南側から流入して、関東平野の広範囲で不安定性降水が発生した。一方、2013 年 7 月 18 日のケース（第 2.3.7 図 b）では、東から 355K 以上のより高い相当温位の気塊が流入しているにもかかわらず、降水の発生は限定的である。この違いは上空の乾燥空気が大きく影響している。前者では下層暖湿流の流入側の高層観測データ（第 2.3.7 図 c）をみると上空が湿潤（相対湿度 80%以上）であり、持ち上げられた気塊の相当温位は上空の空気との混合であまり低下しないので、深い対流が発達できる。後者（第 2.3.7 図 d）では 600hPa より上空が非常に乾燥していて、持ち上げられた気塊の相当温位の低下が著しく、深い対流へと発達しづらかったと考えられる。ただ CAPE が 3000J/kg を超え



第 2.3.7 図 (a) 2011 年 8 月 26 日 17 時と (b) 2013 年 7 月 18 日 21 時の降水強度 (mm/h) 分布とアメダスによる地上風、(c) 2011 年 8 月 26 日 17 時 04 分に横須賀と (d) 2013 年 7 月 18 日 17 時 30 分につくばから放球された高層観測の結果（温位エマグラム）(c)と(d)は清野 (2016)を改修。CAPEmax は 850hPa より下層の最大相当温位気塊を持ち上げて算出。

るような強い不安定な大気状態であり、700hPa まではかなり湿った状態だったために、対流が立ち続けて徐々に上空が湿潤化し、局所的に強い降水が観測されたと思われる。このように、上空が非常に乾燥していると不安定性降水は大気状態がかなり不安定でも、発生しづらいことがわかる。

## 2.4 線状降水帯発生条件の再考察

ここまでの考察から、2014年度の研修テキスト（加藤 2015）で示した線状降水帯が発生しやすい4条件

鉛直シア： ストームに相対的なヘリシティ (SREH)  $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$

対流発生： DLFC (500m 高度)  $< 1000 \text{ m}$

水蒸気供給： FLW (500m 高度)  $150 \text{ g}/\text{m}^2/\text{s}$

上空の湿度： RH (500hPa と 700hPa)  $60\%$

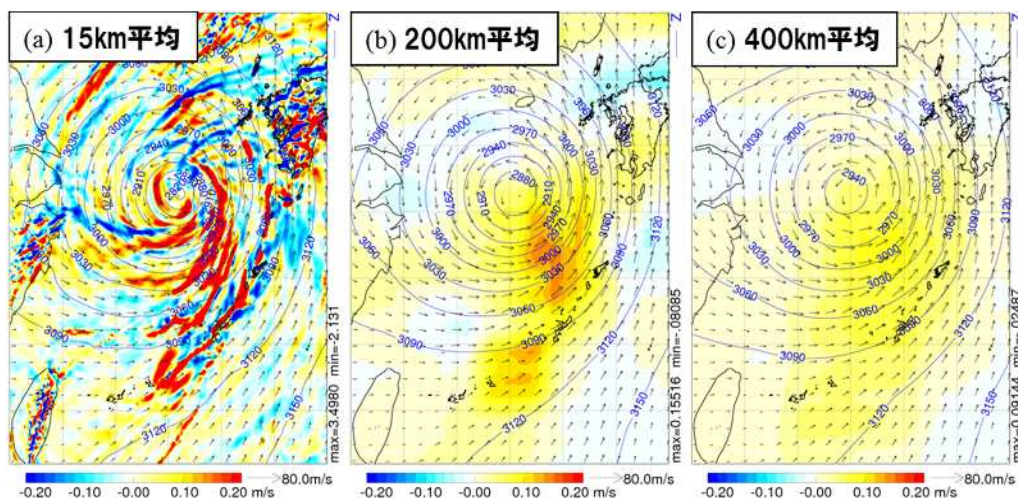
に加えて、上昇流域と対流発達として平衡高度 (EL) の2条件

上昇流域： W (700hPa, 400km 平均)  $0 \text{ m}/\text{s}$

対流発達： EL (500m 高度)  $3000 \text{ m}$

を追加し、合計で6条件とした。ここで、RHは相対湿度、Wは鉛直速度である。 の上空の湿度については500hPaに加えて、700hPaも付け加えた。 のSREHの算出にはMaddox(1976)に加えて、Bunkers et al.(2000)の方法も採用し、両手法で算出された値の最大値を採用することにした。この採用理由についてはこの後に説明する。上昇流については総観スケールのもの(10cm/s程度まで)をみるために400kmで空間平均して、対流や山岳波による強い上昇流の影響を除去した。平衡高度については、700~800hPaに暖気が流入することで対流の発達が抑制されるケースを排除するために条件の1つとして加えることにした。

総観スケールの上昇流域の判断に400km平均する必要があることを説明する。第2.4.1図は2014年台風第8号に伴って沖縄本島で大雨が発生した時の700hPaの鉛直速度分布であり、左から平均する水平スケールを15km、200km、400kmと変えた場合である。15km平均では、対流活動の活発域(積乱雲域、図略)に対応して強い上昇流域がみられるので、この分布ではメソスケールの現象による鉛直速度を見ていることになる。このメソスケールによる影響は200km平均しても見られるが、400km平均するとメソスケールによる鉛直循環(上昇・下降気流)が打ち消されている。この事例のように、メソスケールの影響を除去して、総観スケ



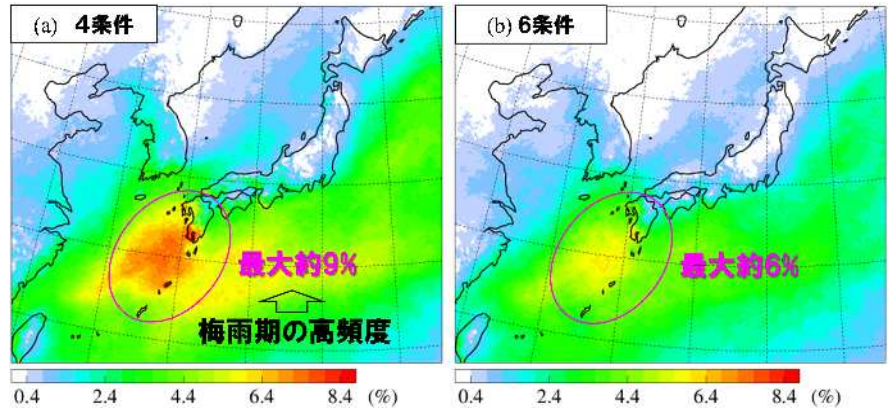
第2.4.1図 2014年台風第8号に伴って沖縄本島で大雨が発生した時(2014年7月9日9時)の(a)15km、(b)200kmと(c)400kmの水平スケールで平均した700hPaの鉛直速度(m/s、カラー)と高度(m、等値線)分布・水平風ベクトル 気象庁メソ解析から作成。

ールの上昇流をみるためには、水平 400km 程度の平均を行う必要がある。400km 平均すると、15km 平均では最大 3.5m/s ぐらいあった上昇流の強さが、10cm/s 弱（～350m/h）程度になっている。

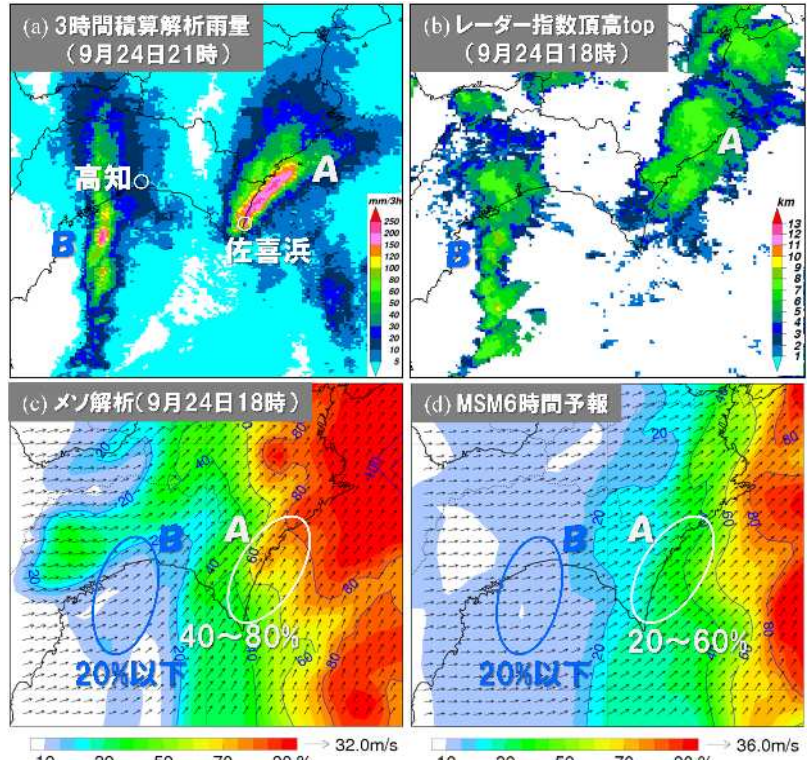
線状降水帯が発生しやすい環境場の統計解析（3 時間ごとのメソ解析、解析期間：2009～2015 年の 6～9 月）か

ら条件を変えたことによる出現頻度の変化を示す。4 条件（～、には 700hPa の条件を含まない）の出現頻度（第 2.4.2 図 a）をみると、梅雨期（6～7 月）の沖縄諸島から九州にかけての高出現を受けて、最大で 9% 程度になっている。その領域の頻度が 2 条件（と）を加えて 6 条件にすること（第 2.4.2 図 b）で、約 2/3 の最大 6% 程度に絞り込めている。それ以外の領域ではさらなる絞り込みが見られる。

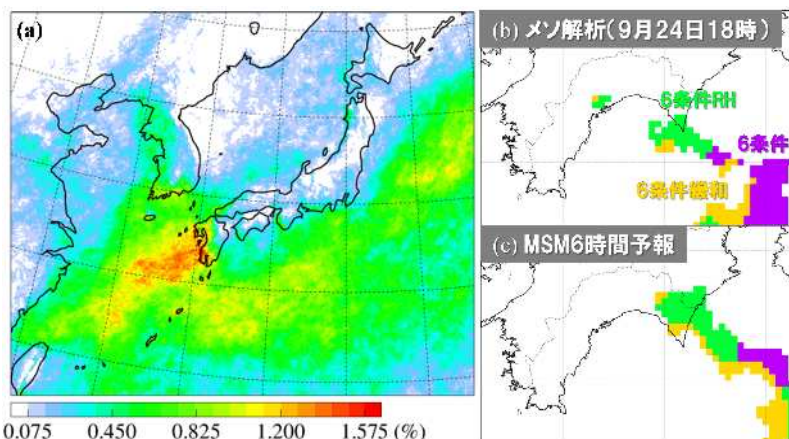
実際は 6 条件が満たされているはずなのに、複数の事例で上空を十分湿らさない問題が数値資料にあり、数値資料を用いて 6 条件を正確に診断できない場合がある。その実例として、2015 年 9 月 24 日の高知での大雨事例を示す。高知県東部の佐喜浜付近から北東に伸びる線状降水帯 A、高知市の西側に南北に伸びる線状降水帯 B が第 2.4.3 図 a の 3 時間積算解析雨量分布に見られる。線状降水帯 A と B とともレーダー指数頂高（第 2.4.3 図 b）が 6km 以上あり、500hPa 気圧面は湿っていたことが推定される。しかし、同時刻のメソ解析では、700hPa の相対湿度（図略）は 80% 以上になっているものの、500hPa の相対湿度（RH500）は線状降水帯 A では 40～80%、線状降水帯 B では 20% 以下の領域が広がっている（第 2.4.3 図 c）。メソモデル（MSM）の 6 時間予想値では、線状降水帯 A はやや位置の北側のずれがあったものの予想されていたが、その領域の RH500（第 2.4.3 図 d）は 20～60% であり、他の 6 条件（図略）は満たされていない。このように数値資料（解析値・予報値とも）では事例によって、上空を十分湿らせてくれないという問題点がある。



第 2.4.2 図 線状降水帯が発生しやすい (a) 4 条件と (b) 6 条件の出現頻度 (%) 分布 2009～2015 年の 6～9 月の期間を対象に、3 時間毎にある気象庁メソ解析から作成。



第 2.4.3 図 (a) 2015 年 9 月 24 日 21 時の 3 時間積算解析雨量 (mm) と同 18 時のレーダー指数雲頂 (km) 分布、(c) 18 時のメソ解析による 500hPa の相対湿度 (%) 分布と水平風ベクトル、(d) (c) と同じ、ただし同時刻の気象庁メソモデル (MSM) の予報値 (12 時初期値)

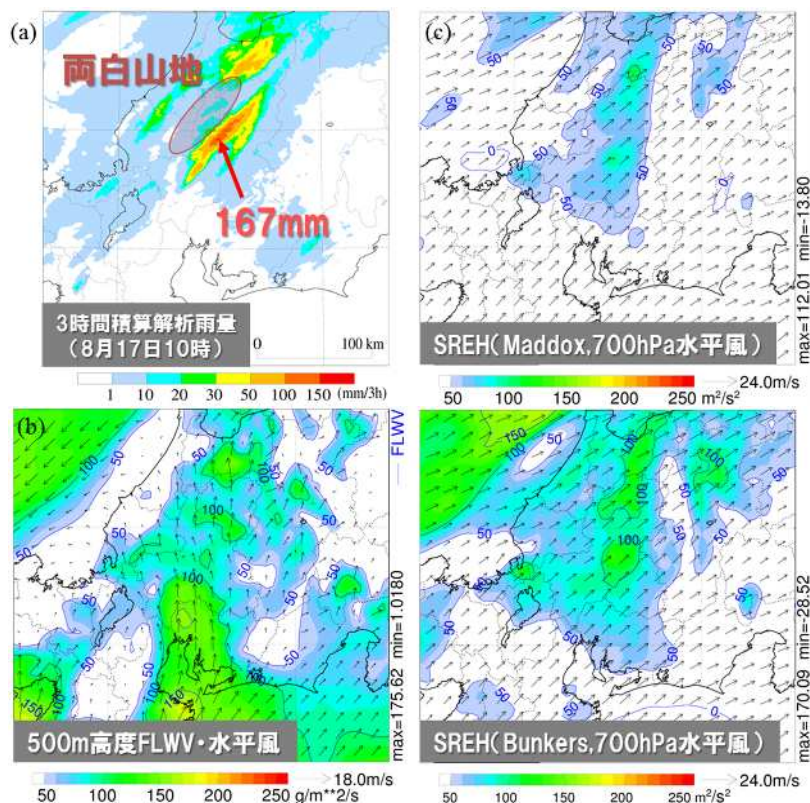


第2.4.4図 (a) 第2.4.2図bと同じ、ただし6条件RHの出現頻度(%)、(b) 気象庁メソ解析で評価した2015年9月24日18時の6条件(紫)、6条件RH(緑)、6条件緩和(黄色)を満たす領域、(c) (b)と同じ、ただし同時刻のMSM予報値(12時初期値)

この数値資料の問題に対処するための線状降水帯が発生しやすい条件(以降、6条件RH)として、の上空の湿度で、RH500だけ緩和した条件(20% RH500 < 60%)を採用することにした。6条件RHの出現頻度(第2.4.4図a)をみると、最大で約1.5%であり、6条件(同約6%)と比べて1/4程度であり、陸上での出現頻度は非常に低くなっている。数値資料の問題なので、6条件RHが出現した場合は、6条件を満たす場合と同様に注意が必要である。2015年9月24日の高知での大雨事例での線状降水帯発生条件の分布を第2.4.4図b-cに示す。6条件(紫色)は海上に見られるだけだが、6条件RH(緑色)は十分ではないものの、メソ解析では2つの線状降水帯の発生位置の一部、メソモデル予報でも高知県東部の線状降水帯発生の可能性を予測できている。なお、黄色はこの後に示す6条件緩和が予想された領域を示している。

地形の影響を受けた線状降水帯による大雨の例として、2014年8月17日の岐阜でのケースを示す。岐阜県北部にある両白山地の影響もあり、3時間積算解析雨量の最大値で167mmの大雨となった(第2.4.5図a)。

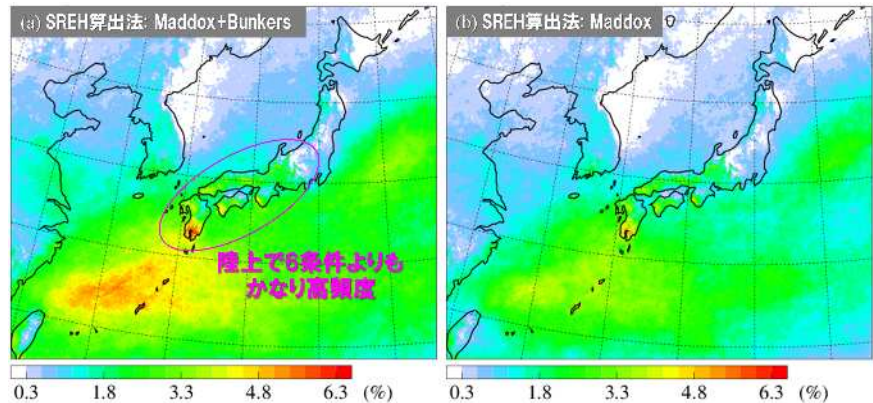
その領域風上の500m高度のFLWV(第2.4.5図b)をみると100g/m<sup>2</sup>/s超程度で、6条件の150g/m<sup>2</sup>/sには届いていない。またMaddox(1976)により算出されたSREH(第2.4.5図c)は50~80m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>で、こちらも6条件で示したSREH 100m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>を満たしていない。なおBunkers et al.(2000)でSREHを算出しても(第2.4.5図d)を満たさないが、Maddox(1976)で算出するよりも大きな値(70~110m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)が得られる。このように地形の影響を受けた場合、6条件のFLWVやSREHよりも小さな値でも線状降水帯が発生して大雨をもたらすことがある。そこで、FLWVやSREHの条件などを緩和した条件を考えること



第2.4.5図 (a) 2014年8月17日10時の3時間積算解析雨量(mm)分布、(b) 9時の(b) 500m高度の水蒸気フラックス量(FLWV、g/m<sup>2</sup>/s)分布と水平風ベクトル、(c) Maddox(1976)の方法で計算したストームに相対的なヘリシティ(SREH、m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>)分布と700hPaの水平風ベクトル、(d) (c)と同じ、ただしBunkers et al.(2000)の方法で計算したもの (b)-(d)は気象庁メソ解析から作成。

にした。

6条件を満たさなくても、地形などの影響で線状降水帯が発生しやすい条件（以降、6条件緩和）として、前述の事例などを参考に SREH と FLWV の閾値を 2/3 程度に緩和し、それぞれ  $70\text{m}^2/\text{s}^2$ 、 $100\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$  とした。また数値資料の問題で上空を湿らさない場合も想定して、RH500 を



第 2.4.6 図 (a) 第 2.4.2 図 b と同じ、ただし 6 条件緩和の出現頻度(%)、(b) (a) と同じ、ただし SREH の算出を Maddox (1976) 単独で行ったもの

20%以上とし、地形の影響を受けて上昇流を作り出すことを考えて、400km 平均した 700hPa の鉛直流を  $-1\text{cm}/\text{s}$  以上として弱い下降流のケースも許容することにした。6条件緩和の出現頻度（第 2.4.6 図 a）をみると、東海から九州の陸上で 6 条件よりも高頻度になっており、地形の影響を受けて線状降水帯がよく観測される場所と対応している。また SREH 算出に Maddox (1976) を単独利用（第 2.4.6 図 b）するよりも、陸上で最大 50%程度の増加になっている。このことは同じ閾値を用いた場合、Bunkers et al. (2000) との最大値の採用が地形の影響を受けて発生する線状降水帯の診断的予測に効果的に利用できることを示唆している。

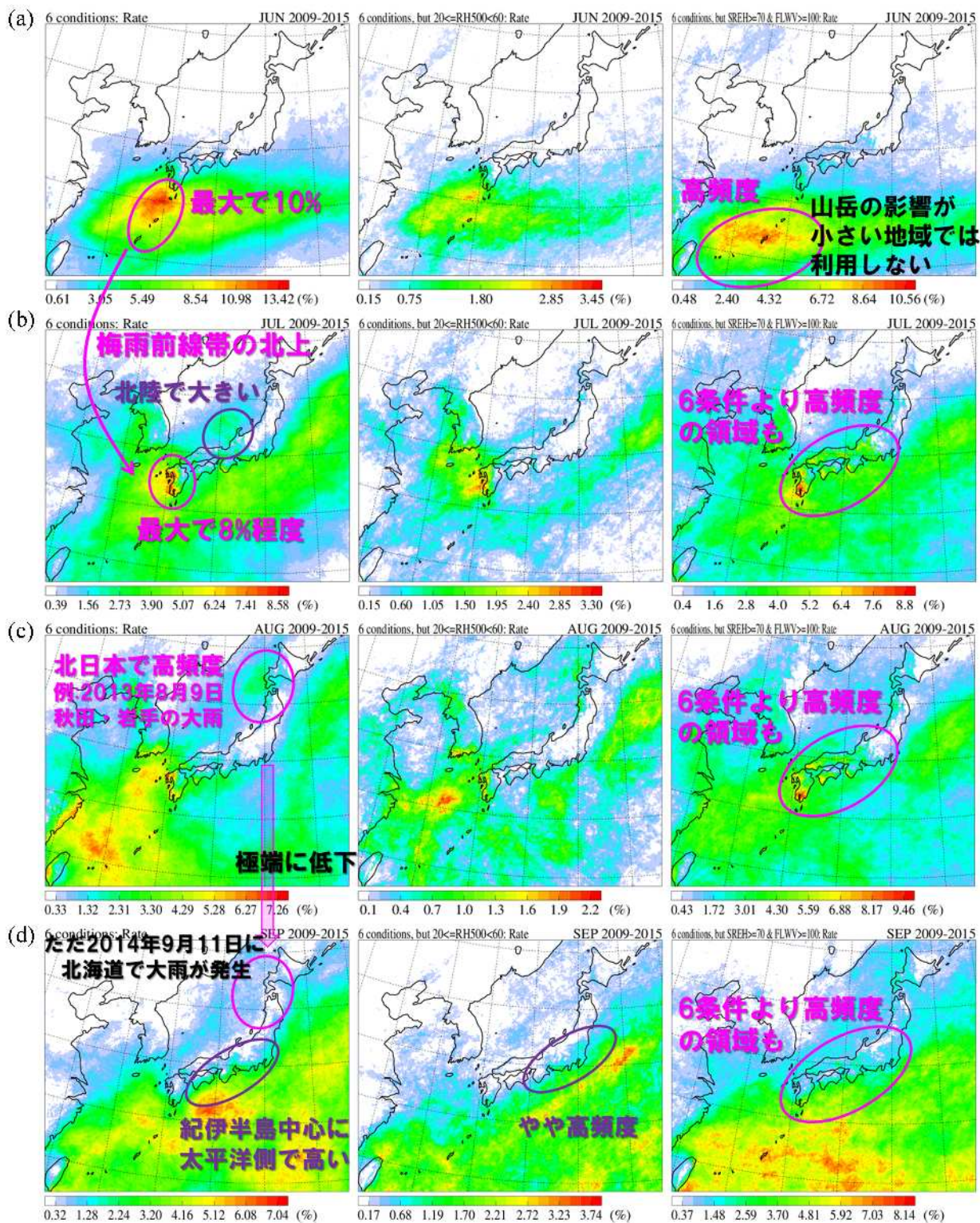
## 2.5 線状降水帯が発生しやすい条件の月別出現頻度と応用例

線状降水帯が発生しやすい環境場の統計解析を月別に見てみる。6月の6条件（第 2.5.1 図 a 左図）では沖縄本島から鹿児島の間で最大 10%、7月（同 b 左図）では九州の西岸で最大 8%の高出現頻度域が見られる。この出現域の移動は梅雨前線帯の北上によるものである。また7月には北陸地方でも頻度の高い領域が見られ、これは対馬海峡から下層水蒸気が流入しやすい気圧配置になるためである。8月（同 c 左図）では北日本日本海側で高頻度な領域がみられ、2013 年 8 月 9 日の秋田・岩手の大雨のように線状降水帯による大雨の危険性が高まる。その領域の出現頻度は9月（同 d 左図）になると極端に低下し、その危険性はかなり低下する。ただ 2014 年 9 月 11 日に北海道で大雨が発生しているように、季節や場所を問わず、条件さえ揃えば線状降水帯による大雨は発生するので、油断は禁物である。9月には、紀伊半島を中心に、太平洋側で出現頻度が相対的に高くなっていて、多くは台風の周辺やその遠隔での大雨と関係がありそうである。6条件 RH（同 d 中図）では頻度はかなり低い、6条件とほぼ同じ特徴が見られる。特に9月には東海地方から関東地方の太平洋側で、やや高頻度の領域が見られる。このことは、9月頃に数値資料は太平洋沿岸の上空を十分に湿らせていない傾向があると考えられる。

6月の6条件緩和（第 2.5.1 図 a 右図）では先島諸島～沖縄諸島でかなり高頻度の領域が見られるが、この地域の山岳は高くないので、その影響を強く受けることはない。山岳の影響が小さい地域での6条件緩和の利用は DLFC の条件を強化する（例えば、 $\text{DLFC} < 500\text{m}$  であることなどを別途確認する）ことを推奨する。7月以降（同 b-d 右図）になると、九州～東海地方にかけて6条件よりも高頻度の領域が見られる。この領域では山岳の影響を受けた線状降水帯が発生しやすいことを示唆している。

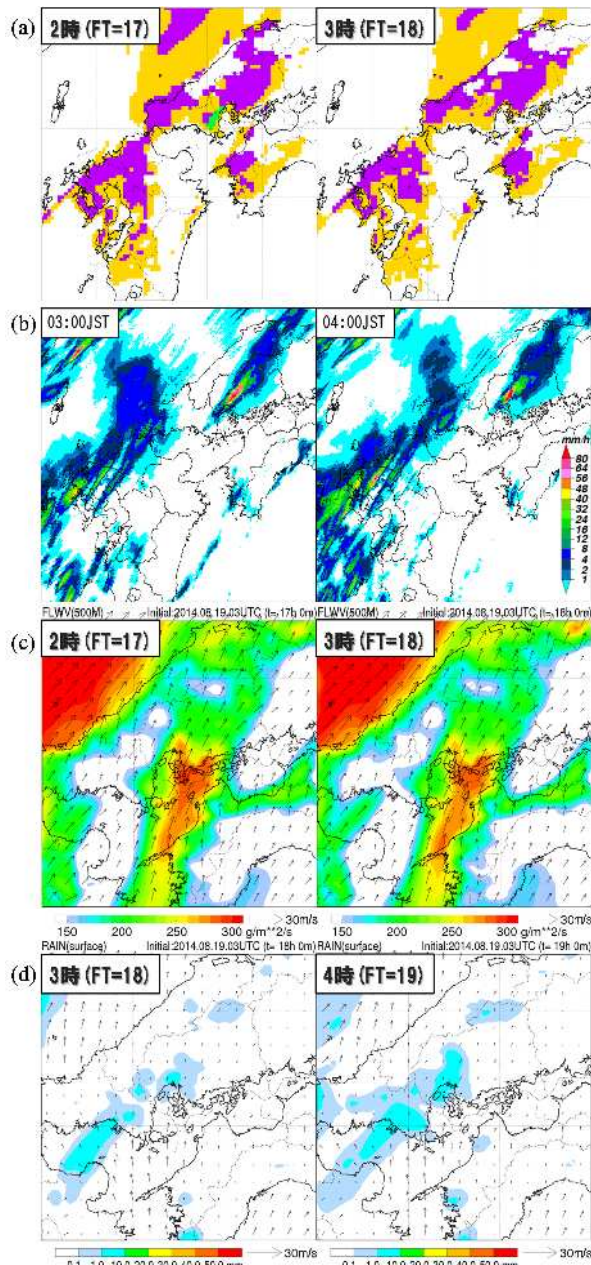
6条件の適用例として、2014 年 8 月 20 日の広島での大雨事例を取り上げる。第 2.5.2 図 a に明日予報に用いられた前日 19 日 12 時の MSM による予報結果を示す。大雨をもたらした線状降水帯発生領域（第 2.5.2 図 b）に6条件を満たす紫色の領域が継続的に予想されている。それ以外にも九州北西部で線状降水帯が発



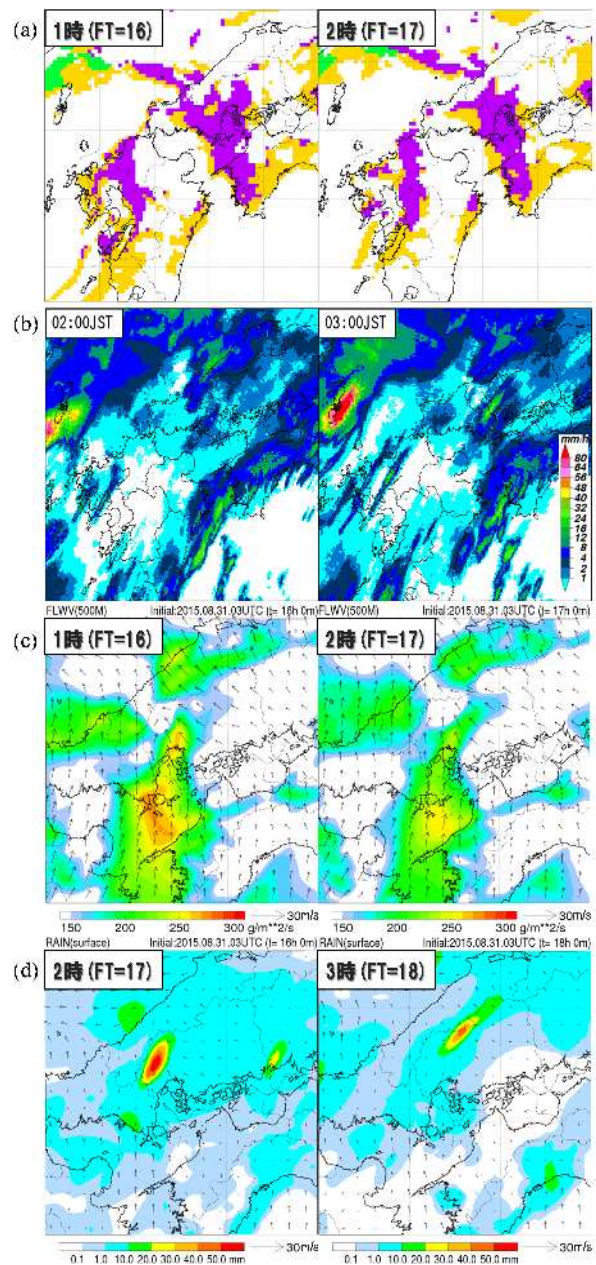


第 2.5.1 図 線状降水帯が発生しやすい 6 条件 (左図)、6 条件 RH (中図)、6 条件緩和 (右図) の月別出現頻度 (%) 分布: (a) 6 月、(b) 7 月、(c) 8 月、(d) 9 月 2009 ~ 2015 年を対象に、3 時間毎にある気象庁メソ解析から作成。

生しやすい大気状態であることが示されており、解析雨量をみると広島ほどではないが、実際線状降水帯が発生して強雨がもたらされている。なお 6 条件は線状降水帯が発生しやすい条件であって、それが予想されていても大雨になるとは限らない。条件が満たされていた (紫色の領域が表示されていた) 場合、条件の 1 つである 500m 高度の FLWV や、500m 高度の相当温位の値 (過去の大雨発生時の値と比較)、下層収束の存



第 2.5.2 図 (a)2014 年 8 月 20 日 2 時と 3 時の 6 条件(紫)/6 条件 RH(緑)/6 条件緩和(黄色)の MSM 予報結果、(b) 3 時と 4 時の解析雨量(mm)分布、MSM が予報した (c) 2 時と 3 時の 500m 高度の水蒸気フラックス量( $g/m^2/s$ )分布と水平風ベクトルと (d) 3 時と 4 時の 1 時間降水量(mm)分布と地上風ベクトル MSM の初期値は 19 日 12 時。



第 2.5.3 図 第 2.5.2 図と同じ、ただし、2015 年 9 月 1 日 1 時と 2 時 (降水分布は 2 時と 3 時) MSM の初期値は 8 月 31 日 12 時。

在、梅雨期なら湿舌との位置関係などをチェックし、大雨発生の可能性を判断する必要がある。広島での事例では、500m 高度の相当温位(  $\sim 355K$ )は 2012 年 7 月の九州北部豪雨時(  $\sim 362K$ )ほど高くなかったが、第 2.5.2 図 c のように広島市付近へ  $300g/m^2/s$  以上の FLWV の流入が継続して予想されており、大雨発生の可能性が高いと判断できる。参考までに、MSM が予想した 1 時間降水量分布(第 2.5.2 図 d)をみると広島市付近に  $10mm/h$  弱の降水は予想されているが、これからは大雨を予想することはできない。

もう一つ、6 条件利用例(2015 年 9 月 1 日の広島での事例)を紹介する。2014 年の広島での大雨時のように、MSM の 12 時初期値の予報(第 2.5.3 図 a)では夜間に広島県に 6 条件を満たす紫色の領域が予想され

ている。実況の解析雨量（第 2.5.3 図 b）をみると、3 時頃に線状降水帯が発現しているが、大雨にはなっていない。このように 6 条件を満たす領域が予想されても、大雨になるとは限らない。第 2.5.3 図 c をみると、広島付近に流入する 500m 高度の FLWV は  $250\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$  から徐々に減り、2014 年の大雨のケースのように継続的な大量の水蒸気流入が予想されていない。この要素だけで判断することは避けるべきであるが、2014 年のケースのような大雨になることはないと診断できる。ただ、MSM の 1 時間予想降水量（第 2.5.3 図 d）には広島県北西部に 50mm 以上が予想されているので、実況監視を怠るべきではない。

## 2.6 最後に

本章では、第 2.2.1 表に示した大雨発生を診断するのに重要な気象要素を説明し、その一部については具体的な数値を示した。その数値はあくまで参考値であって、各地方官署においては実際の大雨との対応や地域、季節に適した数値を調査して利用すべきである。2014 年度の研修テキストの 4 条件（加藤 2015、～）を再考察して、2 条件（と）を加えて、線状降水帯が発生しやすい条件を 6 つにした。それだけでなく、上空を十分湿らせない数値資料の問題に対する対策（6 条件 RH）や山岳の影響を考えた 6 条件緩和についても提示した。それらは全て線状降水帯による大雨が発生する可能性がある場所を示しているだけなので、それらが予想された場合にはそれぞれの要素および他の気象要素を確認し、最適な対応を取る必要がある。これらの線状降水帯発生条件は 2016 年には予報現業でも、6 条件、6 条件 RH、6 条件緩和がそれぞれ第 2.4.4 図などで示した紫、緑、黄色で表示され利用できる予定である。

## 参考文献

- Bolton, D., 1980: The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046-1053.
- Bunkers, M. J., B. A. Klimowski, J. W. Zeitler, R. L. Thompson, and M. L. Weisman, 2000: Predicting supercell motion using a new hodograph technique. *Wea. Forecasting*, **15**, 61-79.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1512-1534.
- 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., 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, 2013: 新潟・福島豪雨の発生要因, *気象庁技術報告*, **134**, 119-136.
- 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.
- Kikuchi, K. and Y. N. Takayabu, 2004: The development of organized convection associated with the MJO during TOGA COARE IOP: Trimodal characteristics. *Geo. Res. Lett.*, **31**, L10101, doi:10.1029/2004GL019601.
- 黒良龍太・森浩俊・加藤輝之, 2014: 予報作業における渦位の利用について. *平成 25 年度予報技術研修テキスト*, 気象庁予報部, 49-61.
- Maddox, R. A., 1976: An evaluation of tornado proximity wind and stability data. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 133-142.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.
- 清野直子, 2016: 短時間強雨事例の大気環境場, *気象研究ノート「都市における極端気象の観測・予測・情報伝達」*, (印刷中).
- 吉崎正憲・加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, pp187.