

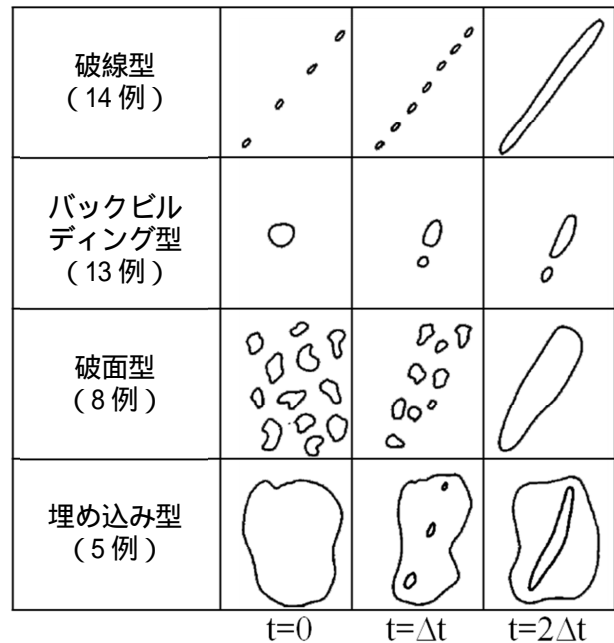
第6章 線状降水帯発生要因としての鉛直シアーと 上空の湿度について*

6.1 はじめに

集中豪雨時にみられる降水域は、2014年8月20日の広島での大雨事例(第6.1.4図)のように、20~50kmの幅を持ち、線状に50~200kmの長さに伸び、数時間ほぼ同じ場所に留まることが多い。よって数時間の積算降水量分布をみても、線状の降水域として認識でき、その形態から線状降水帯と呼ばれている。台風による直接的な大雨を除き、集中豪雨事例の約3分の2(梅雨期に限れば約4分の3)が、線状の形態を持つことが統計的に調べられている(津口・加藤 2014)。この章ではまず、線状降水帯の形成過程と構造について述べ、事例として2014年8月20日の広島での大雨事例を紹介する。

線状降水帯の一種であるスコールラインの形成過程について、米国オクラホマ州の春期に気象レーダーで観測された40事例を対象にした調査結果(Bluestein and Jain 1985)を第6.1.1図に示す。形成過程は観測数の順に、破線型、バックビルディング型、破面型、埋め込み型の4つのタイプに分類される。破線型では、複数の積乱雲(降水セル)が同時期に発生し、線状の形態をなす。局地前線にほぼ直交して下層暖湿流が流入した場合などに見られ、2013年10月16日の伊豆大島での大雨を引き起こした線状降水帯が代表例として挙げられる。バックビルディング型では、降水セルからみて環境の風の上流方向に新しいセルが次々と出現し、それらが成長するとともに移動して線状になる。日本での集中豪雨をもたらす線状降水帯の大半は、バックビルディング型形成だと言われている(吉崎・加藤 2007)。最近の調査結果でも、2011年8月新潟・福島豪雨、2012年7月九州北部豪雨、2013年7月29日の山口・島根の大雨、同年8月9日の秋田・岩手の大雨、2014年7月9日の沖縄本島の大雨、同年8月9日の三重県北部の大雨、同年8月17日の京都府福知山の大雨、同年8月20日の広島の大
雨、同年9月11日の北海道の大
雨をもたらした線状降水帯は、バックビルディング型形成であったことが確認されている。破面型では、強または中程度の強さの降水セルが漠然と集まっていたのが、時間の経過とともにはっきりとした線形構造に組織化される。2009年7月21日の山口の大雨をもたらした線状降水帯の形成過程が破面型に近い。埋め込み型では、弱い層状性の降水域の中に対流性の線状の降水域が出現する。

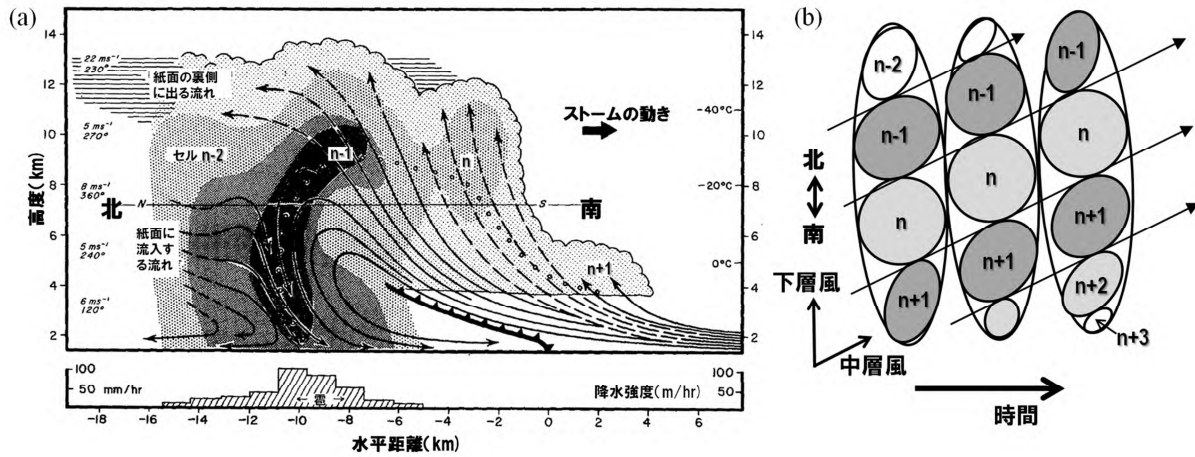
バックビルディング型形成では、次々と積乱雲が生成し、複数の積乱雲が組織化することで、積乱雲群を作り出す。積乱雲は気象レーダーでみられる1つの降水セルに対応するので、積乱雲群は複数の降水セルが重なり合ったマルチセル型ストームとも言われる。マルチセル型ストームの模式図(第6.1.2図a)をみると、ストームの移動す



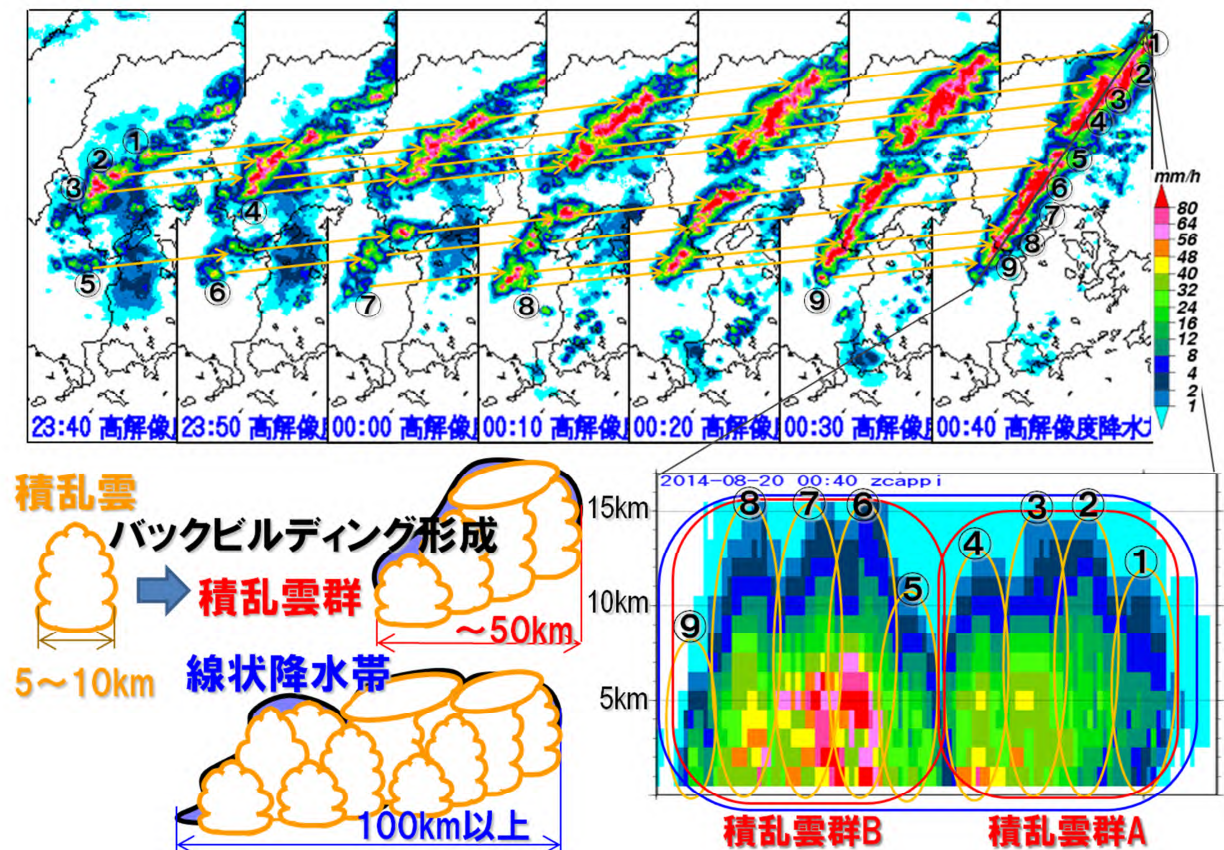
第6.1.1図 米国のスコールライン(線状対流系)の形成過程 1971~1981年に気象レーダーで観測されたスコールラインの形成過程を分類。Bluestein and Jain (1985)より。

*加藤 輝之(気象研究所)

る方向（南側）に新しいセル n+1 が生成し、セル n は発達途中で降水は地上に達しておらず、発達したセル n-1 は大量の降水を地上にもたらししている。その背後（北側）には衰退期にあるセル n-2 が存在しており、この時マルチセル型ストームは 4 つの降水セルから組織化されている。このマルチセル型ストームでは、



第 6.1.2 図 (a) 積乱雲群 (マルチセル型ストーム) の構造と (b) ストームの移動の模式図 (a)は Browning et al. (1976)より転載。n+3 ~ n-2 は個々の積乱雲 (セル) を表し、数字が小さいほどセルの発生時間が早い。

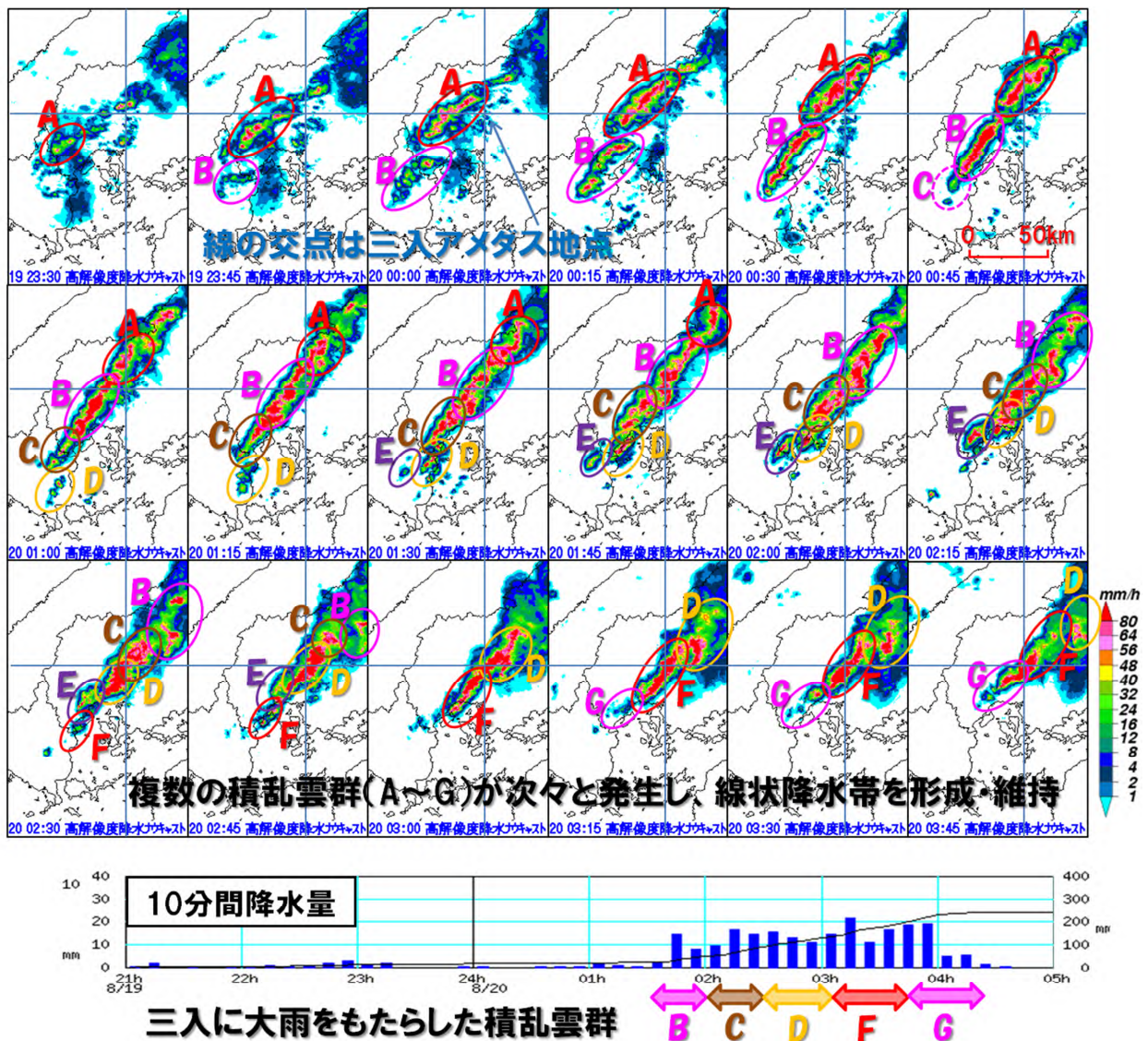


第 6.1.3 図 2014 年 8 月 20 日に広島に大雨をもたらした線状降水帯の形成過程

上図：8 月 19 日 23 時 40 分 ~ 20 日 00 時 40 分の実況の高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布 (mm/h) の 10 分毎の時系列。矢印は積乱雲の動きを示す。右下図：上図 (20 日 00 時 40 分) の線分上の南西-北東鉛直断面図。 ~ の黄色の楕円は個々の積乱雲、赤枠の A と B は第 6.1.4 図で示した積乱雲群 (マルチセル型ストーム) を示す。左下図：線状降水帯の形成メカニズムと構造の模式図 (吉崎・加藤 2007 より)。

個々のセルは中層風の方向に移動し、移動にともなってストームの北端のセルが消滅し、南端に新たなセルが繰り返し発生する（第 6.1.2 図 b）。このようにして、マルチセル型ストームは常に 3~5 個のセルから構成されて維持する。

ここで、2014 年 8 月 20 日の広島での大雨事例での線状降水帯の形成過程をしてみる。高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布（第 6.1.3 図上図）をみると、20 日 00 時 40 分には ~ の積乱雲、~ の積乱雲で構成されている線状の積乱雲群 A と B が存在し、発達した積乱雲は高度 16km（圏界面）に達している（第 6.1.3 図右下図）。積乱雲群 B は 19 日 23 時 40 分頃に発生した積乱雲 が北東に動きつつ、その南西側に次々と積乱雲 ~ が発生して形成されていることがわかる。このように積乱雲が次々と発生して、バックビルディング型形成により積乱雲群は 3~5 個程度の積乱雲から組織化されていることがわかる。さらに複数の積乱雲群が連なることで線状降水帯が形成され、線状降水帯には積乱雲 積乱雲群という階層構造がみられる（第 6.1.3 図左下図）。この階層構造は 1999 年 6 月 29 日の福岡での大雨（Kato 2006）な



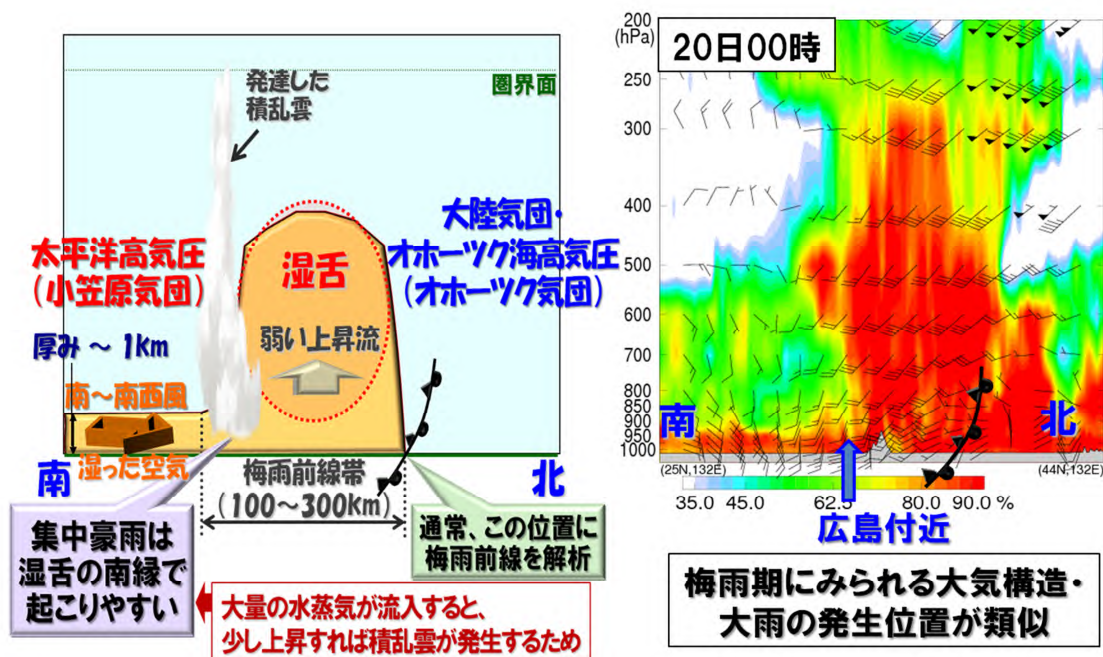
第 6.1.4 図 2014 年 8 月 20 日に広島に大雨をもたらした線状降水帯の維持過程

上図：8 月 19 日 23 時 30 分～20 日 03 時 45 分の実況の高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布（mm/h）の 15 分毎の時系列。A~G はバックビルディング型形成により誕生した積乱雲群（マルチセル型ストーム）。下図：8 月 19 日 21 時～20 日 05 時の三入アメダス地点（上図の縦横の水色線の交点）の 10 分降水量の時系列。図中の矢印は積乱雲群（B・C・D・F・G）が大雨をもたらした時間帯を示す。

ど、複数の線状降水帯で確認されている。積乱雲の移動方向や線状降水帯の走向は上空 3km 付近の風向とほぼ同じであったが、高度 1km 以下の風向はほぼ南風であった（図略）。このように風向が上空と下層で異なると、線状降水帯の側面から水蒸気が継続的に供給され、積乱雲が効率よく発生・発達できる。風向の変化も含めた鉛直シアーと線状降水帯の形成との関係については、第 6.3 節で説明する。

続いて、線状降水帯の維持過程について見てみる。15 分ごとの高解像度降水ナウキャストによる降水強度分布（第 6.1.4 図上図）をみると、複数の積乱雲群（A～G）が約 30 分ごとに山口と広島の間境付近で発生し、北東に移動しながら南西から北東方向に線状に伸び、それらが連なることで長さ約 100km の線状降水帯を形成・維持していたことがわかる。このように積乱雲群も次々と発生し、積乱雲群のバックビルディング型形成で線状降水帯を構成していることになる。Bluestein and Jain (1985) が分類したバックビルディング型形成における降水セルは、積乱雲群（マルチセル型ストーム）を見ていたのかもしれない。本来の定義は定かではないが、積乱雲から積乱雲群、積乱雲群から線状降水帯の形成についてはどちらもバックビルディング型形成であることには間違いがない。ここで、200mm 以上の降水量が観測された三入アメダス地点（第 6.1.4 図上図の縦横の水色線の交点）で強雨が続いた理由について説明する。次々と発生した 5 つの積乱雲群（B・C・D・F・G）が三入上空を通過して、それぞれの積乱雲群が 20～30 分の間に 10 分降水量 10～20mm の強雨をもたらすことで、途切れることなく強雨が持続した（第 6.1.4 図下図）。

下層と上空の水蒸気場に注目して、広島での大雨の発生環境場の特徴を述べる。大雨発生時における相対湿度の南北鉛直断面図（第 6.1.5 図右図）をみると、広島付近に南から流入する湿った空気は下層 1km（～900hPa）に限られ、前線付近から南側に湿潤域が上空 300hPa まで見られる。大雨はその湿潤域に下層の湿った空気が流入した場所で発生した。これらは、梅雨期の大雨時によくみられる特徴（第 6.1.5 図左図）と類似している。梅雨前線帯は南北 100～300km の幅を持ち、小笠原気団と大陸・オホーツク海気団の境に位置している。そこでは南から流入した下層暖湿流が上昇し、上空を湿らせるとともに降水が生じる。通常は梅雨前線帯の北端に梅雨前線が解析されるが、大雨は前線帯の南縁で起こりやすい。なぜなら大量の水蒸



第 6.1.5 図 西日本にみられる梅雨前線帯の構造の模式図（左図）と 2014 年 8 月 20 日 0 時の広島での大雨発生時における東経 132 度の相対湿度の南北鉛直断面図（右図） 左図は Kato et al. (2003) を改訂。右図はメソ解析から作成。図中の矢羽（ペナント：25m/s、全矢：10m/s、半矢：5m/s）は水平風を示す。

気が流入すると少し上昇だけで自由対流高度に達して、積乱雲が発生するためである。また上空が湿っていると、雲が蒸発することがないので、積乱雲の発達には好都合である。逆に上空が乾燥していると積乱雲の発達は抑制される。この上空の水蒸気の役割については、次節で説明する。

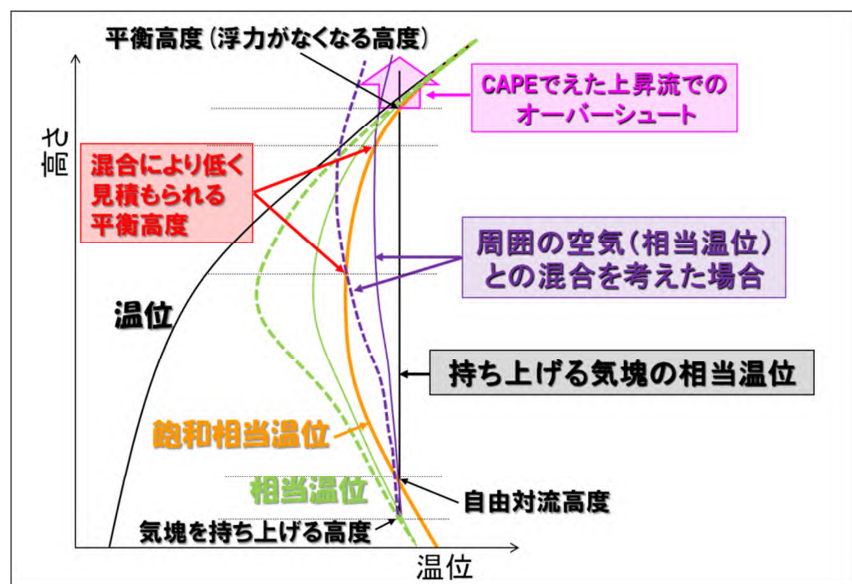
6.2 上空の相対湿度と積乱雲の発達高度との関係

下層の水蒸気、特に高度 1km 付近までの暖湿な大気状態を表現する相当温位の値は積乱雲の発生・発達を考える上で、もっとも重要な指標となる（加藤 2011）。なぜなら下層の相当温位（水蒸気量）が大きいほど、自由対流高度が低下し、平衡高度（浮力がなくなる高度）が上昇するためである。これに基づき、相当温位をはじめとする 500m 高度データが 2010 年暖候期からアデスに配信され、予報現業で利用されている。この節では下層ではなく、上空の水蒸気場が積乱雲の発達高度に与える影響について述べる。なお、積乱雲の発生・発達を予測するには、この節で述べる水蒸気だけでなく、上空の気温や自由対流高度まで気塊を持ち上げる外力の存在なども含めて、三次元の大気の流れ（例えば、北西から寒冷渦、南西から下層暖湿流の流入）の中で総合的に考える必要がある。

上空が乾燥していると、発達途上の積乱雲の雲（特に上端の雲）が蒸発し、積乱雲の発達高度が抑制され、少なくとも蒸発した分だけ降水が減ることが考えられる。1999 年 6 月 29 日に福岡では線状降水帯により大雨がもたらされたが、その線状降水帯の一部（南西側）では積乱雲の発達高度が低く、降水量も少なかったことが報告されている（Kato 2006）。その理由は発達高度の低かった部分の上空には大量の乾燥空気が流入したため、積乱雲の発達高度が抑えられたためであった。また熱帯域でも上空が乾燥している期間には積乱雲の発達は見られず、積乱雲が発達する前には上空がかなり湿った状態になっていることが報告されている（Kikuchi and Takayabu 2004）。積乱雲の発達高度に対する上空の乾燥空気の影響について、温位エマグラムを用いて説明する。

相当温位は保存量であり、周囲の空気との混合がない限り、気塊を上空に持ち上げて相当温位の値は変わらないので、持ち上げた気塊の相当温位の値は温位エマグラム（第 6.2.1 図）上では直線で表現される。

自由対流高度と平衡高度（浮力がなくなる高度）は、その直線と飽和相当温位の鉛直プロファイルとの交点として見いだされる。持ち上げる気塊の相当温位が高く（低く）なるほど直線は右（左）側に移動するので、自由対流高度は低く（高く）なり、平衡高度は高く（低く）なる。なお、ある値よりも相当温位が低くなると、飽和相当温位の鉛直プロファイルとの交点がなくなる。この状況は大気状態が安定していることを意味している。自由対流高度と平衡高度の間では、持ち上げた気塊の相当温位と飽和相当温位との差によって



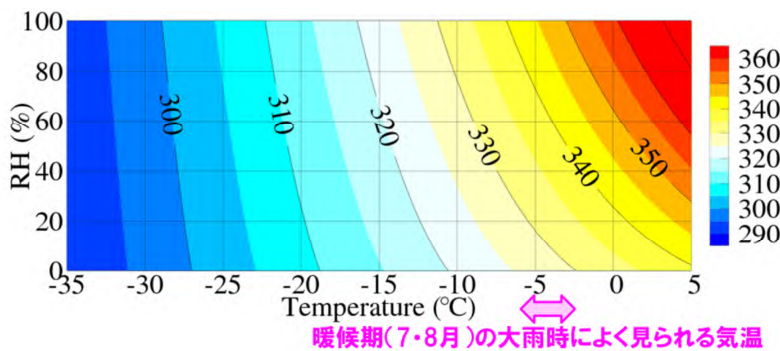
第 6.2.1 図 周囲の空気（相当温位）との混合を考えた場合の平衡高度（浮力がなくなる高度）の低下 黒線は温位、緑線は相当温位、橙線は飽和相当温位の鉛直プロファイル。気塊を持ち上げる高度からの直線は相当温位が保存した場合で、紫線が周囲の空気と混合した場合。また中層が乾燥している場合を破線で示す。

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（対流有効位置エネルギー）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とになる。この上昇はオーバーシュートと呼ばれている。

ここで、周囲の空気との混合がある場合を考える。相当温位は温位と飽和相当温位の間の値を取り、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小さくなる。すなわち周囲の空気と混合すると必ず、第 6.2.1 図の紫線のように持ち上げた気塊の相当温位は小さくなる。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ことになる。特に緑色の破線の相当温位の鉛直プロファイルで表現されているように上空が乾燥している場合、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抑制されることになる。

実際の積乱雲の発達高度は、上空の空気との混合と CAPE で得た上昇流によるオーバーシュートで決まる。すなわち混合による相当温位の低下が小さく、CAPE が大きいほど積乱雲の発達高度が高くなる。混合は持ち上げた気塊の相当温位と上空の相当温位の鉛直プロファイルに依存し、CAPE は持ち上げた気塊の相当温位（正確には混合により低下した相当温位）と上空の飽和相当温位の鉛直プロファイルで決まる。相当温位は気温が低くなっても、相对湿度が下がっても小さくなるが、飽和相当温位は相对湿度の変化には無関係である。すなわち相对湿度が低いほど、混合による影響が大きくなり、混合により CAPE は必ず小さくなる。一方、気温が低いほど、同様に混合による影響は大きくなるが、飽和相当温位が低下するので CAPE は大きくなる場合もある。このことは、上空の相当温位が同値の場合、乾燥しているほど積乱雲の発達高度が抑制されることを意味している。また積乱雲の水平スケールが大きいほど混合の影響は小さくなる。これは積乱雲の水平断面面積が水平スケールの二乗に比例する一方、周囲の空気に接する部分は水平スケールに比例するためである。2013 年 7 月 28 日山口県須佐の事例では、上空 9km 以上が乾燥していたにも関わらず積乱雲が圏界面まで発達して、大雨が引き起こされた。積乱雲の発達高度が高くなり得たのは、大雨をもたらした積乱雲の水平スケールが 20km 以上と大きくなり、混合の影響が小さかったためである。

500hPa 気圧面における相当温位の値に対する気温と相对湿度の関係（第 6.2.2 図）から、混合の影響を確認する。暖候期の 7~8 月に西日本の大雨時によく見られる 500hPa 気圧面の気温は -3~-6 なので、ここでは -5 の場合について考えてみる。相对湿度 30%の相当温位の値（ $\sim 332\text{K}$ ）は、飽和相当温位（相对湿度：100%）の値（ $\sim 345\text{K}$ ）より約



第 6.2.2 図 500hPa 気圧面の相当温位の値に対する気温と相对湿度の関係
横軸に気温（ ）、縦軸に相对湿度（%）を与えたときの 500hPa 気圧面の相当温位の値。

13K 低くなる。この値は -10 の飽和相当温位に対応し、約 5 の気温低下に対応する。一方、大雨時の 500m 高度の相当温位は 355K 程度（加藤 2010）なので、約 13K の低下は 500m 高度の相当温位と 500hPa 気圧面の飽和相当温位の差よりも大きく、このことから混合による影響はかなり大きいことがわかる。500hPa 気圧面の気温が低下する春期や秋期では、

その影響の度合いは異なる。たとえば-15 の場合を考えると、相対湿度 30%であっても、相当温位の低下は約 5K であり、上空の乾燥空気の混合の影響はかなり小さくなる。

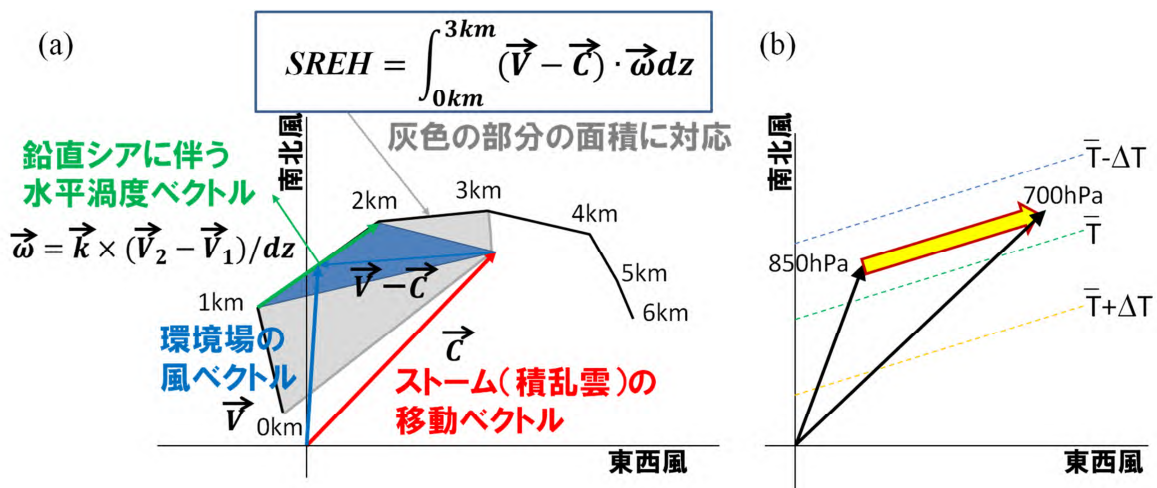
ここでは、上空の乾燥空気が積乱雲の発達高度に与える影響について説明した。発達高度以外の影響として、乾燥空気が積乱雲内に取り込まれると、雲水や雨滴などが蒸発し、その結果として降水量は減少する。一方、過度の乾燥空気ではなく、適度の乾燥空気（相対湿度：60～80%程度）なら、積乱雲の発達が大きく抑制されることはなく、雨滴などの蒸発で大気下層に冷気プール（冷気層）が作りだされる。この冷気プールに暖湿流が乗り上げると、積乱雲の持続的な発生が引き起こされ、大雨の発生要因の1つとなることがある。その実例として、2014年7月9日の台風第9号に伴う沖縄本島の大雨が挙げられる。このように、乾燥空気は積乱雲の発達だけでなく、対流活動（降水）の持続に影響を与えることがある。なお、乾燥空気を取り込まれなくても、降水を伴う下降流域では雨滴などの蒸発が必ず起こっている。なぜなら、下降に伴う断熱昇温があるためである。ただ下層が湿っていれば、湿潤断熱減率を超えるような大きな気温低下は生じず、顕著な冷気プールは作られない。

6.3 線状降水帯の形成と鉛直シアーとの関係

6.3.1 ストームに相対的なヘリシティ

バックビルディング型による積乱雲群（マルチセル型ストーム）の形成においては、鉛直方向での風速差（鉛直シアー）が重要となる。Yoshizaki and Seko(1994)は非静力学モデルを用いて数値シミュレーションを行い、適度の鉛直シアー（下層 2.5km で風速差 7.5m/s）を与えることで、4～5 個の積乱雲で構成されるマルチセル型ストームを再現した。Fovell and Ogura (1988)のように、より強い鉛直シアー（下層 3.5km で風速差 15m/s）を与えた場合、再現されるマルチセル型ストームを構成する積乱雲の数は 1～2 個となり、鉛直シアーをなくすとストーム自体再現されなくなる。ただこれらの数値シミュレーションは2次元モデルの結果であり、第 6.1 節で述べた風向が上空と下層で異なる（3次元の環境場の）影響については分からない。そこで瀬古(2005)は中層風と下層風が直交するときの積乱雲群形成について考察し、積乱雲が下層風の流入側にあたる積乱雲群の側面（進行方向左側）で繰り返し発生する、バックビルディング型の亜種であるバックアンドサイドビルディング型を提唱した。このように積乱雲群の形成には適度な鉛直シアーや風向が上空と下層で異なることが効果的であるが、その双方の効果を量的に表す指標は今まで提案されていない。ここでは、CAPE とともにスーパーセル型ストームの発生条件として利用されている環境場から算出されるストームに相対的なヘリシティ（SREH：Storm Relative Environmental Helicity）を指標として考えてみる。SREH は「ある環境場中で積乱雲が発生した場合、その積乱雲が鉛直軸回りに回転しやすいか」を判定する指標であり、大きな CAPE が存在している環境下、その数値が大きいほどスーパーセル型ストームの特徴である回転する強い上昇流が積乱雲内に作り出される。SREH は、単に SRH（Storm Relative Helicity）と呼ばれることもある。

まずホドグラフ（第 6.3.1 図 a）を用いて、具体的な SREH の算出方法および SREH の意味するところを説明する。ホドグラフは鉛直方向に各高度または気圧面の水平風ベクトルの頂点を線で結んで表示させたもの（第 6.3.1 図 a の 0～6km を結ぶ黒線）で、鉛直方向に対する水平風の変化を示す。SREH は、ストーム（積乱雲）の移動を差し引いた水平風ベクトルと鉛直シアーにともなう水平渦度ベクトルとの内積を高度 0～3km 間で鉛直積分して算出される。基本は高度 0～3km 間で鉛直積分だが、下層水蒸気の流入を考えると、今後積分上端高度を 1.5km 程度にすることも検討する必要がある。ストームの移動を差し引くことでストームからみた系でヘリシティを算出することから、ストームに相対的なヘリシティと呼ばれる。ストームの移動ベクトルの見積もり方については次項で説明する。水平渦度ベクトルは水平渦度の回転軸方向を向き、あ



第 6.3.1 図 (a) ストームに相対的なヘリシティ (SREH) の具体的算出法と (b) 鉛直シアベクトル (温度風) と周辺の温度分布との関係 (a)の 0~6km を結ぶ黒線は hodograph を示す。 \vec{V} は環境場の水平風ベクトル、 \vec{C} はストーム (積乱雲) の移動ベクトル、 $\vec{\omega} = \vec{k} \times (\vec{V}_2 - \vec{V}_1)/dz$ は鉛直シア ($\vec{V}_2 - \vec{V}_1$) に伴う水平渦度ベクトル、 \vec{k} は鉛直単位ベクトル。本章では、Maddox (1976) の方法 (高度 0-6km の密度重みづけ平均風ベクトルを右に 30° 回転させ、かつ大きさを 75% に減じたものと仮定) で \vec{C} を算出した。(b) の黒矢印は 850 と 700hPa 気圧面の風ベクトル、黄色の太矢印は両気圧面間の鉛直シアベクトル (温度風) を表す。破線は周囲の温度分布 (北半球の場合)。

る高度 (気圧面) 間の鉛直シアベクトル (水平風ベクトルの差) をその高度差で割り、反時計回りに 90 度回転させたベクトルである。第 6.3.1 図 a では、高度 1~2km 間の鉛直シアベクトルが緑の太線矢印、水平渦度ベクトルが緑の細線矢印で表されている。またストームの移動を差し引いた高度 1~2km 間の環境場の水平風ベクトルと水平渦度ベクトルの内積は青の三角形で示されている面積の 2 倍になり、0~3km 間で鉛直積分して算出される SREH は灰色の矩形面積の 2 倍となる。hodograph の空間上は風速 (m/s) で表現されるので、面積として算出される SREH の単位は m^2/s^2 である。

SREH (第 6.3.1 図 a の灰色の矩形面積) が大きくなるためには、hodograph が円弧上になるように風向が高度とともに時計回りに変化していることが必要である。そのような場合、ストームの移動方向の右側から強い風が吹いていることになる。以上から、積乱雲の形成に好都合な 2 つの条件 (鉛直シアおよび風向が上空と下層で異なる効果) を SREH は表現していることになる。hodograph が反時計回りに回転している (例えば、第 6.3.1 図 a の 0~6km を結ぶ黒線の 6km が 0km、0km が 6km となるように逆方向に変化している) と、水平渦度ベクトルが反対方向を向き、ストームの移動を差し引いた水平風ベクトルと水平渦度ベクトルの内積は負値になり、SREH も負の値を取る。逆に SREH が正値を取る場合は、hodograph が時計回りに変化していることを示唆している。

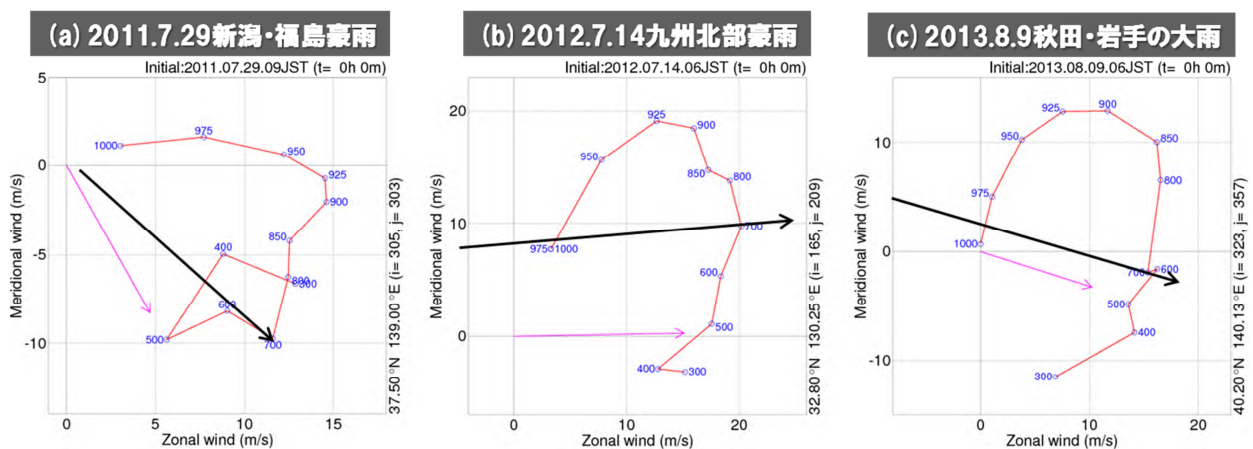
鉛直シアベクトルはある高度 (気圧面) 間の水平ベクトルの差であることを述べた。ここで、この鉛直シアベクトルの方向 (hodograph の回転方向) と温度移流との関係を説明する。第 6.3.1 図 b の黄色の矢印のように 850hPa と 700hPa 間に鉛直シアベクトルが存在する (hodograph が時計回りに変化している) と、温度風の関係から気温分布はシアベクトルの方向の右側ほど気温が高くなる (北半球の場合で、南半球では逆に低くなる)。また 850hPa と 700hPa の水平風ベクトルをみると、シアベクトルの右側から風が吹いていることがわかる。このことから、hodograph が時計回りに変化している時は、暖かい空気が流入する暖気移流場になる。逆に hodograph が反時計回りの場合は、冷たい空気が流入する寒気移流場になる。上述のように SREH は正値の場合、hodograph が時計回りに変化しているので、暖気移流場であることも示していることになる。すなわち SREH の値が大きいほど、暖気移流場でかつ大気下層の風が強いことを示すの

で、このとき相当温位も高ければ暖湿流が大量に流入し、大雨が発生しやすい環境場であると診断することができる。

6.3.2 SREH 算出でのストームの移動ベクトルの見積もり方

ストーム（積乱雲）の移動ベクトルをストームの移動から正確に見積もるには実際の観測データか、個々の積乱雲を再現できる高解像度（水平分解能 500m 程度は必要）の数値予報モデルによる予報結果が必要であり、局地モデル（LFM:水平分解能 2km）を用いても予報現業で事前に正しく予測することは不可能である。そこで、数値予報モデルの解析や予報された環境場を用いて、ストームの移動ベクトルを推定することを考える。Maddox（1976）はスーパーセル型ストームの移動ベクトルを、高度 0-6km の密度重みづけ平均風ベクトルを右に 30° 回転させ、かつ大きさを 75% に減じたものと仮定して見積もった。右方向に回転させるのは、スーパーセル型ストームが対流圏内の平均風向に対して右よりに移動する特徴があり、2012 年 5 月 6 日につくば市に竜巻被害をもたらしたストームも同様の特徴があったことが確認されている（加藤・山内 2013）。ここでは線状降水帯を構成する積乱雲群（マルチセル型ストーム）を対象とするが、その移動ベクトルの推定法に関する先行研究がないので、Maddox（1976）の方法を踏襲する。なお平均風ベクトルの算出高度や回転角度、大きさの減算については今後検討する必要がある。またスーパーセル型ストームの移動ベクトルの推定法は Maddox（1976）の方法以外に、Bunker et al.（2000）などもあるが推定結果に大きな差はない。

Maddox（1976）の方法で見積もったストームの移動ベクトルの妥当性を過去の豪雨事例で検証してみる。第 6.3.2 図に 2011 年 7 月 29 日新潟・福島豪雨、2012 年 7 月 14 日九州北部豪雨、2013 年 8 月 9 日秋田・岩手の大雨発生時の hodograph（赤線）と線状降水帯の走向（黒のベクトル）および見積もったストームの移動ベクトル（ピンクのベクトル）を示す。全ての事例で hodograph は高度（気圧低下）とともに時計回りに変化しており、前項で説明したように線状降水帯が発生しやすい環境場であったことがわかる。積乱雲群が線状降水帯を構成していることからわかるように、積乱雲群の動きと線状降水帯の走向はほぼ一致する（第 6.1.4 図参照）。線状降水帯の走向は、700hPa 気圧面の水平風ベクトルと 950hPa と 700hPa 気圧面の鉛直シアベクトルとの間に見られ、見積もったストームの移動ベクトルとの対応も非常によい。ただ、2011 年 7 月 29 日新潟・福島豪雨（第 6.3.2 図 a）のように前線付近で発生した線状降水帯の事例では、線状降水帯の走向は前線に沿う傾向が強い。



第 6.3.2 図 (a) 2011 年 7 月 29 日新潟・福島豪雨、(b) 2012 年 7 月 14 日九州北部豪雨と、(c) 2013 年 8 月 9 日秋田・岩手の大雨発生時の hodograph と線状降水帯の走向 青の数值は気圧面、黒の矢印は大雨をもたらした線状降水帯の走向、ピンクの矢印は Maddox(1976)の方法で算出したストーム（積乱雲）の移動ベクトル。

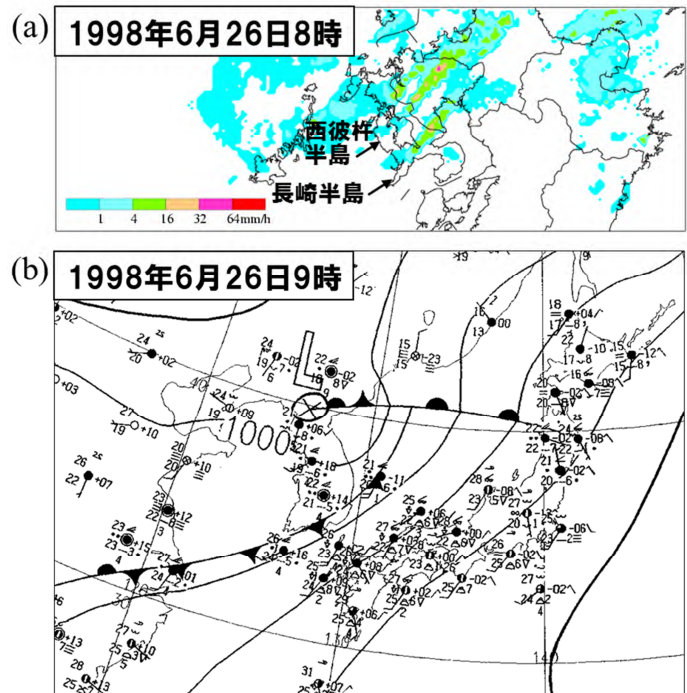
6.4 線状降水帯による大雨が発生しやすい大気状態の条件

6.4.1 SREH の強度に対する線状降水帯の形状

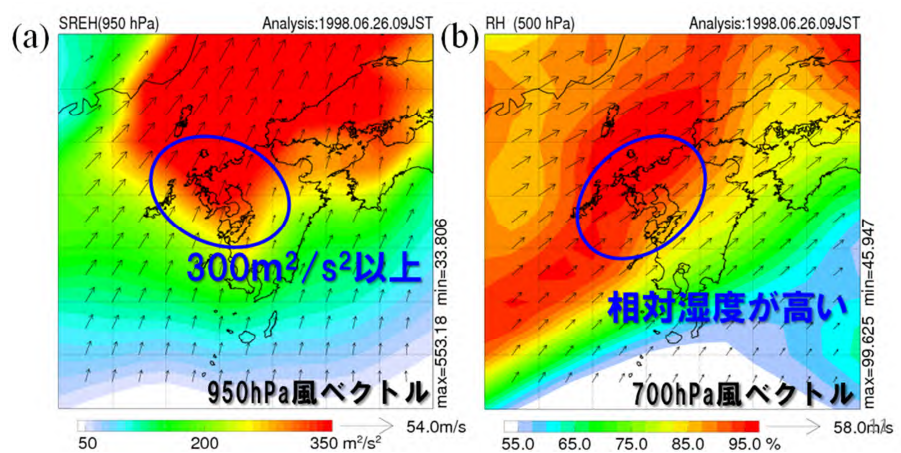
第 6.3 節で線状降水帯が発生しやすい条件として、SREH が指標として利用できることを示した。ここでは SREH の値によって降水系の形状がどのように変化するかを、1998 年 6 月 26 日に長崎半島を起点として観測された線状降水帯の数値実験の結果 (Yoshizaki et al. 2000) から解説する。なお事例によって、線状降水帯の形成しやすい SREH の値は異なることが考えられるので、ここでの数値は 1 つの目安として考えて欲しい。1998 年 6 月 26 日 8 時の気象レーダーによる降水強度分布 (第 6.4.1 図 a) には、長崎半島だけでなく、西彼杵半島からも北東方向に線状降水帯が見られることから、長崎県から佐賀県付近にかけては線状降水帯が発生しやすい環境であったことが推定できる。地上天気図 (第 6.4.1 図 b) をみると、停滞前線 (梅雨前線) につながる寒冷前線の南側約 300km の位置に

線状降水帯が発生しており、第 6.1.5 図で示した梅雨前線帯 (湿舌) の南縁付近に対応していると考えられる。これらを気象庁長期再解析データ JRA-55 (0.5 度メッシュ高解像度版) から作成した SREH と 500hPa 気圧面の相対湿度分布 (第 6.4.2 図) から確認してみる。長崎付近では 950hPa 気圧面では 20m/s 近い南寄りの強風、700hPa 気圧面では 20m/s を超える強い南西風であり、それらにより SREH の値は $300\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上になっている。また相対湿度分布より、前線から南側に広がる湿った領域 (湿舌) の南縁付近に長崎付近が位置していることも確認できる。つまり大雨が発生しやすい場所 (湿舌の南縁付近) で、SREH が大きいことから線状降水帯による強雨が実際に観測されたことになる。

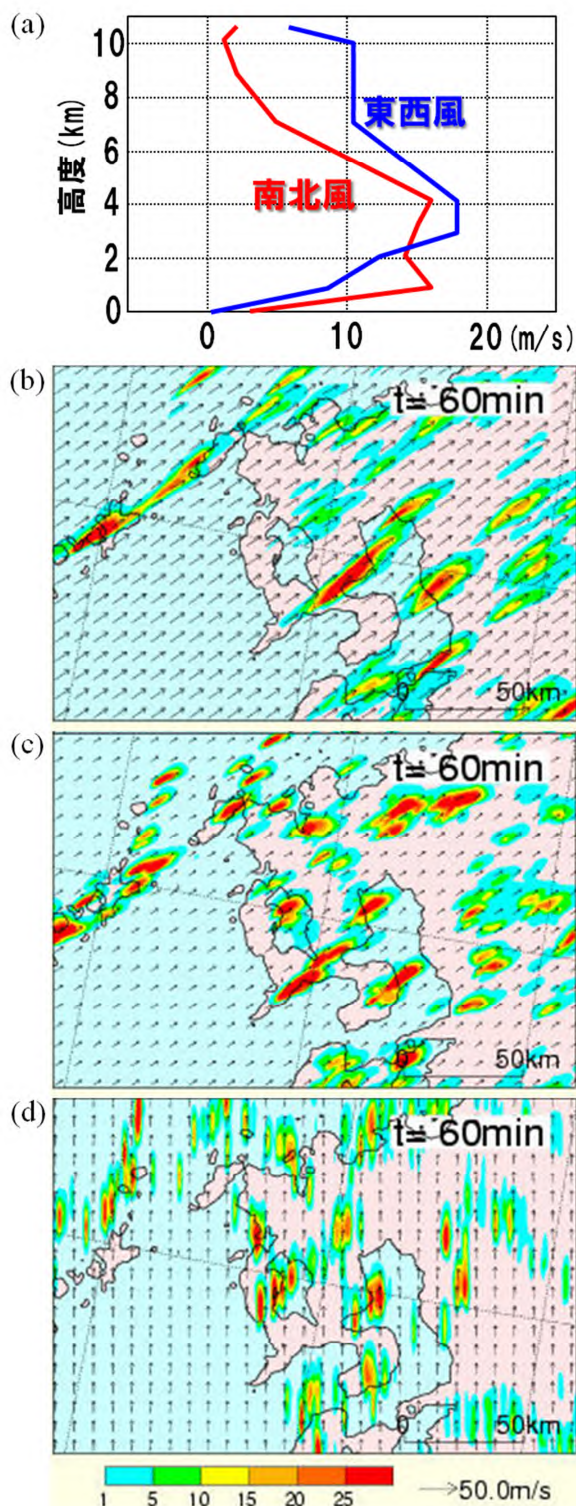
SREH の値が小さくなれば降水系の形態はどうかを数値実験の結果から見てみる。長崎半島から伸びる線状降水帯が観測された時に、長崎半島の先端の野母崎で高層特別観測が実施されていた。その観測データ (第 6.4.3 図 a) を領域一様に与えた数値シミュレーション



第 6.4.1 図 (a) 1998 年 6 月 26 日に観測された長崎半島から伸びる線状降水帯 (8 時の気象レーダーによる降水強度分布) と (b) 同日 9 時の地上天気図



第 6.4.2 図 1998 年 6 月 26 日 9 時の (a) SREH (ストームに相対的なヘリシティ) と 950hPa 気圧面の水平風ベクトルと、(b) 500hPa 気圧面の相対湿度と 700hPa の水平風ベクトル 気象庁長期再解析データ JRA-55 (0.5 度メッシュ高解像度版) から作図。



第 6.4.3 図 数値シミュレーション (水平解像度 1km) に用いた 1998 年 6 月 26 日 9 時に長崎半島野母崎で観測された (a) 南北風と東西風の鉛直プロファイル、(b) 標準実験の 1 時間降水量と高度約 20m の風ベクトル、(c) 風速を半分にした場合の結果と、(d) 地表付近を除いて南寄りの風 15m/s を与えた場合の結果

ョン (標準実験) を行ったところ、長崎半島から伸びる線状降水帯の再現に成功した (第 6.4.3 図 b)。また線状降水帯が発生しやすい大気状態を与えたために、長崎半島からの線状降水帯以外にも、複数の線状降水帯が予測されている。この時に環境場から算出された SREH の最大値は $276\text{m}^2/\text{s}^2$ であった。

上空の風速を第 6.4.3 図 a の半分にした時の予報結果 (第 6.4.3 図 c) をみると、線状降水帯ではなく、局地的大雨時によく見られる団塊状の降水域が複数予測されている。この時の SREH の最大値は $82\text{m}^2/\text{s}^2$ であり、上述の標準実験の 3 分の 1 以下である。また地表付近を除いて南寄りの風 15m/s を与えた (鉛直シアがない) 場合 (第 6.4.3 図 d) では、一過性の降水しか予想されておらず、積乱雲の組織化は見られない。鉛直シアがないと、周辺以外から新たな水蒸気の供給がないので、1 つの積乱雲が発生すると周囲の下層水蒸気の多くを使い尽くす。新たに積乱雲を発生できるだけの水蒸気が残っていないので、次々と積乱雲を発生させることができない。以上の結果は、ある程度の鉛直シア (SREH) があると、周辺以外から水蒸気が供給されて複数の積乱雲を発生させ、積乱雲群 (マルチセル型ストーム) を作り出すが、複数の積乱雲群が線状降水帯を構成するためには、さらに大きな値の SREH が必要であることを示唆している。この事例では、SREH の値が $100\text{m}^2/\text{s}^2$ 未満では団塊状の降水系になり、線状降水帯が形成されるには $200\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上の SREH が必要である。

6.4.2 線状降水帯が発生しやすい大気状態の条件の抽出

線状降水帯が原因だとされる、過去の複数の大雨事例の環境場から、線状降水帯が発生しやすい大気状態について考察する。加藤 (2011) と加藤・廣川 (2012) では、大雨の発生要因として 500m 高度の相当温位 (EPT) や水蒸気フラックス量 (FLWV)、自由対流高度までの距離 (DLFC) の重要性を指摘している。ただ大雨をもたらす時の EPT の値は季節変化するので、ここでは 500m 高度データから FLWV と DLFC のみを取り上げる。また前節までの議論から、

SREH と上空の相対湿度として 500hPa と 700hPa 気圧面の値を調べる。それらの数値について、1967 年の羽越豪雨から 2014 年の集中豪雨事例までの 24 事例の発生環境場として、第 6.4.1 表に示す。それぞれの環境場の値としては、大雨発生付近 50～100km の領域（500m 高度データは風上側のみ）の値から判断した。

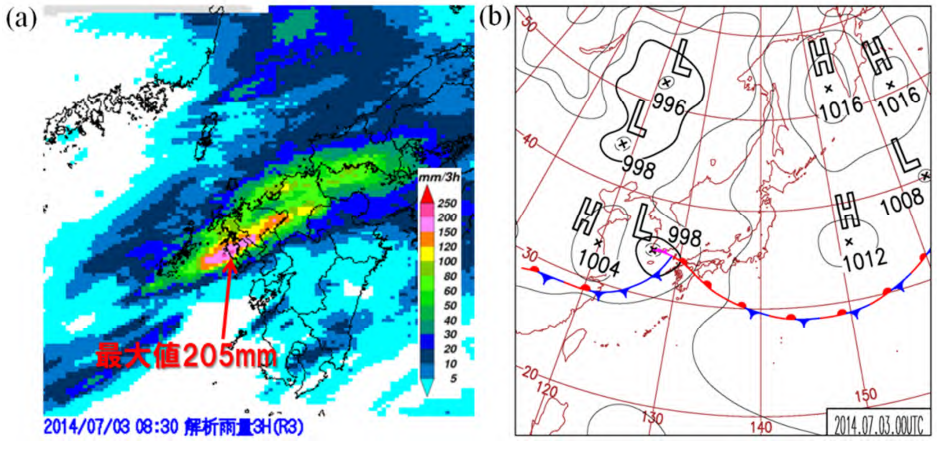
多くの事例で、SREH は $150\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上、相対湿度は 500hPa と 700hPa 気圧面とも 80%以上、FLWV は $200\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ 以上、DLFC は 500m 以下である。ただこれらの値を線状降水帯が発生しやすい大気状態の条件の閾値として抽出すると見逃しが生じるので、24 事例の発生環境場を全て含む緩い条件を設定することにする。すなわち SREH が $100\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上、500hPa 気圧面の相対湿度（500hPaRH）が 60%以上、FLWV が $150\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ 以上、DLFC が 1000m 以下という条件を、線状降水帯が発生しやすい大気状態として設定する。この設定値は日本全国の事例を対象としているので、地域によっては設定条件を厳しくする方がいいと思われる。例えば、総観規模擾乱や地形の影響の小さい南西諸島では下層の気塊を上空に持ち上げる強制力が弱いので、DLFC の閾値を 500m より小さく設定した方がいいと考えられる。なお、ここで示した抽出条件は線状降水帯が発生しやすい条件であって、線状降水帯が停滞して大雨になるには、EPT や FLWV の値が非常に大きいなど、別の条件が必要だと考えられる。このことについては、今後の課題としてこの章の最後に述べる。また発生時刻の青字は深夜から朝に発生した大雨だが、この表からは特に朝方に大雨が多いということはいえない。

上記で設定した SREH と 500hPaRH に、500m 高度の EPT、FLWV、DLFC の値が線状降水帯による大雨事例でどのように時間変化したかを見てみる。2014 年 7 月 3 日には長崎で 3 時間降水量（解析雨量による積算）

第 6.4.1 表 過去の大雨事例時の発生環境場

2006 年以降はメソ解析、それ以前は気象庁長期再解析データ JRA-55（0.5 度メッシュ高解像度版）の大雨発生直前のデータを用いて、大雨発生付近 50～100km の領域（500m 高度データは風上側のみ）の値で判断した。なお、1998 年 8 月 4 日の新潟のケースのみ大雨の再現性が良かった領域モデル（RSM）の結果を用いた。SREH はストームに相対的なヘリシティ（ m^2/s^2 ）、RH500 と RH700 はそれぞれ 500hPa と 700hPa 気圧面の相対湿度（%）、FLWV500m と DLFC500m はそれぞれ 500m 高度の水蒸気フラックス量（ $\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$ ）と 500m 高度から自由対流高度までの距離（m）。JRA-55 を用いて判断した DLFC は 950hPa からの距離。発生時刻（日本時）の青字は深夜から朝、発生環境場の緑字は閾値として考えられる値。

年月日	日本時	大雨事例または発生場所	SREH	RH500	RH700	FLWV500m	DLFC500m (950hPa)
1967.8.28	00-04	羽越豪雨	250～350	80以上	80以上	250～350	100以下
1982.7.23	19-24	長崎豪雨(昭和57年7月豪雨)	200～300	80以上	80以上	200～250	100以下
1983.7.23	00-11	島根(昭和58年7月豪雨)	100～500	60～90	60～90	150～350	400～600
1993.8.1	04-09,16-18	鹿児島(平成5年8月豪雨)	100～200	60～80	80以上	250～300	100～200
1998.8.4	03-06	新潟	150～200	80以上	80以上	150～200	100以下
1998.9.24	21-24	高知	150～200	60～80	60～80	150～200	100～500
1999.6.29	06-08	福岡	400～500	80以上	80以上	250～300	100以下
1999.10.27	18-21	佐原	300～350	80以上	80以上	200～250	100～200
2000.9.11	18-21	東海豪雨	150～200	80以上	75～80	150～200	100～200
2004.7.13	09-14	平成16年7月新潟・福島豪雨	400～450	80以上	80以上	200～250	100～500
2004.7.18	06-09	平成16年7月福井豪雨	100～200	60～80	80以上	200～250	100～300
2008.8.29	00-03	岡崎(平成20年8月末豪雨)	150～200	80以上	80以上	150～200	100以下
2009.7.21	06-12	防府(平成21年7月中国・九州北部豪雨)	150～250	80以上	80以上	250～350	100～500
2009.7.24	17-21	福岡(平成21年7月中国・九州北部豪雨)	200～300	80以上	80以上	300～400	100～200
2011.7.29	09-18	平成23年7月新潟・福島豪雨	100～150	80以上	80以上	150～200	100～500
2012.7.12	00-06	阿蘇(平成24年7月九州北部豪雨)	300～400	80以上	80以上	400～500	100～700
2012.7.14	05-10	八女(平成24年7月九州北部豪雨)	250～300	80以上	80以上	350～400	100～200
2013.7.28	10-12	山口・島根	150～200	80以上	80以上	200～250	200～500
2013.8.9	07-14	秋田・岩手	150～250	80以上	80以上	300～350	100～300
2014.7.3	06-10	長崎	150～200	80以上	80以上	300～400	100～400
2014.7.9	05-09	沖縄本島	150～300	60～80	75～80	500以上	200～300
2014.8.9	14-18	三重	500以上	80以上	80以上	400～450	100～500
2014.8.20	01-04	広島	150～200	80以上	80以上	250～300	100～300
2014.9.11	04-09	北海道	250～350	80以上	80以上	200～250	100～200



第 6.4.4 図 (a) 2014 年 7 月 3 日に長崎に大雨をもたらした線状降水帯 (8 時 30 分までの 3 時間積算降水量、解析雨量から作成) と (b) 同日 9 時の地上天気図

第 6.4.2 表 2014 年 7 月 3 日に長崎に大雨をもたらした線状降水帯の発生環境場と前 3 時間最大降水量の時系列

環境場の判断には局地解析、前 3 時間降水量には解析雨量を用いた。EPT は相当温位 (K)、FLWV は水蒸気フラックス量 ($g/m^2/s$)、DLFC は自由対流高度までの距離 (m)、SREH はストームに相対的なヘリシティ (m^2/s^2)。発生環境場の数値は、暖色系ほど大雨を発生させる可能性が高いことを示す。

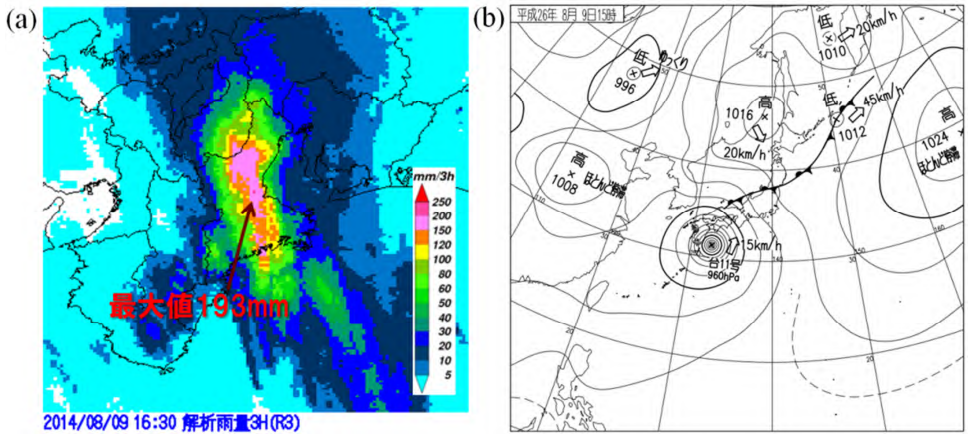
日本時	線状降水帯	前3時間最大降水量 (解析雨量)	500m高度			SREH	500hPa 相対湿度
			EPT	FLWV	DLFC		
3		54	345~350	350	1000以上	300~600	90%以上
4		82	350前後	450	500以上	500~700	
5		89	350~355		100~500	450前後	
6	↑	89			100~200		
7		109					
8		185				300前後	
9		199		350	100~500	200~300	
10		160				150~250	
11	↓	182				100~200	
12		152		300		100前後	
13		75					
14		62	350前後	250	200~500	100以下	

が 200mm を超える大雨が発生した (第 6.4.4 図 a)。前項の 1998 年の事例と同様に、地上天気図 (第 6.4.4 図 b) をみると、停滞前線 (梅雨前線) につながる寒冷前線の南側で線状降水帯が発生している。その時の線状降水帯の発生環境場と前 3 時間最大降水量の時系列を第 6.4.2 表に示す。線状降水帯は 6 時頃に発生

し、12 時頃に消滅した。その期間、場所は異なるものの、200mm 近い 3 時間降水量が継続的に記録されている。線状降水帯の発生直前に、EPT は 350~355K と高くなり、それにとまって DLFC の低下が見られる。また FLWV と SREH の値は高い状態が持続しており、500hPaRH も 90% を超えていたことから、積乱雲が容易に発生し、線状降水帯に組織化できたと考えられる。線状降水帯が消滅した後でも、EPT が高く、DLFC が低い状態が持続していたが、SREH の値が 12 時以降小さくなったことから線状降水帯を組織化することができなくなったと考えられる。この事例では、EPT の増大にとまらぬ DLFC の低下が線状降水帯の発生

の原因となり、SREH の低下が終焉の原因になったと推定できる。

2014 年 8 月 9 日には台風第 11 号にともなうアウターバンドが掛かった期間中に、三重県北部で線状降水帯による大雨が観測され、解析雨量の積算値では最大 193mm の 3 時間降水量が記



第 6.4.5 図 (a) 2014 年 8 月 9 日に三重県北部に大雨をもたらした線状降水帯 (16 時 30 分までの 3 時間積算降水量、解析雨量から作成) と (b) 同日 15 時の速報地上天気図

第 6.4.3 表 2014 年 8 月 9 日に三重県北部に大雨をもたらした線状降水帯の発生環境場と前 3 時間最大降水量の時系列
環境場の判断等は第 6.4.2 表と同じ、ただし台風 11 号のアウトーバンドが紀伊半島に掛かっていた期間を白抜き矢印で示す。

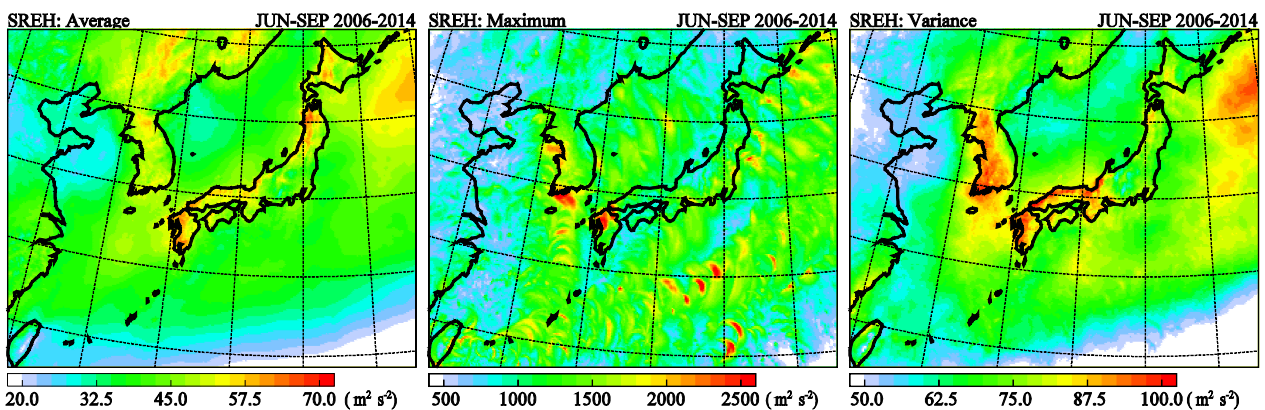
日本時	線状降水帯	最大3時間降水量 (解析雨量)	500m高度			SREH	500hPa 相対湿度			
			EPT	FLWV	DLFC					
9	アウトーバンド	128	345~350	350	0~300	300~800	90%以上			
10		145	↓	400	↓	400~800	↓			
11		132		500以上						
12		144								
13		130		450						
14		138								
15		142								
16		181		200~500						
17		176		300~800						
18		181		350前後		70~90%				
19		131		50~80%						
20		68		350~355		450		1000以上	300~600	50~70%
21		69		↓		↓		↓	200~600	↓

録された(第 6.4.5 図 a)。地上天気図(第 6.4.5 図 b)をみると、三重県付近は台風の進行方向前面にあたり、南から大量の暖湿流が流入しやすい場所であったことがわかる。大雨が発生した期間前後の線状降水帯の発生環境場と前 3 時間最大降水量の時系列を第 6.4.3 表に示す。500m 高度の各要素、SREH、500hPaRH の全ての指標が線状降水帯の発生しやすい条件を、発生以前から満たしていた。この事例では、アウトーバンドが三重県上空に差し掛かった時に線状降水帯が発生しているため、アウトーバンドが発生に関与していると考えられる。線状降水帯の消滅時期には前述の事例同様に、SREH の低下が見られるが、 $300\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上の値を維持しており、その低下が終焉の

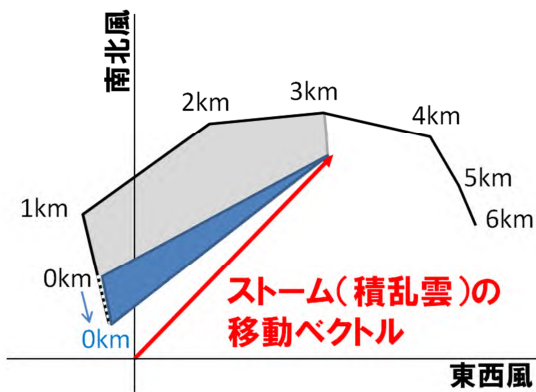
原因だとは思われない。500m 高度の要素も大雨をもたらす条件を維持し続けている一方、500hPaRH は南からの乾いた空気の流入がみられ 50%近くまで低下している。この乾燥空気の流入が、線状降水帯の終焉の原因になったと考えられる。

6.5 線状降水帯が発生しやすい環境場の統計解析

この節では、第 6.4.2 項で抽出した線状降水帯が発生しやすい大気状態の条件の出現頻度についての統計解析の結果を紹介する。利用データとして 3 時間ごとのメソ解析を用い、解析期間としては 2006~2014 年(9 年間)の 6~9 月とした。なおメソ解析は 2009 年 4 月 6 日までは水平分解能 10km であり、それ以降は 5km なので、10km 格子の位置のデータのみを利用した。第 6.5.1 図に SREH の 2006~2014 年 6~9 月の平均値(左図)、最大値(中図)と標準偏差(右図)を示す。SREH の平均値は、東シナ海から日本海側の沿岸部陸上で大きくなっている。陸上で SREH が大きくなるのは、地上摩擦により地上風が減速され、地上付近の鉛直シアベクトルが大きくなるためである(第 6.5.2 図)。SREH の平均値が大きくなる場所は季節(各月)で異なり、その理由については後述する。SREH の最大値は $2500\text{m}^2/\text{s}^2$ を超える場所もあり、九州北



第 6.5.1 図 SREH (ストームに相対的なヘリシティ) の 2006~2014 年 6~9 月の平均値(左図)、最大値(中図)と、標準偏差(右図)メソ解析から算出。



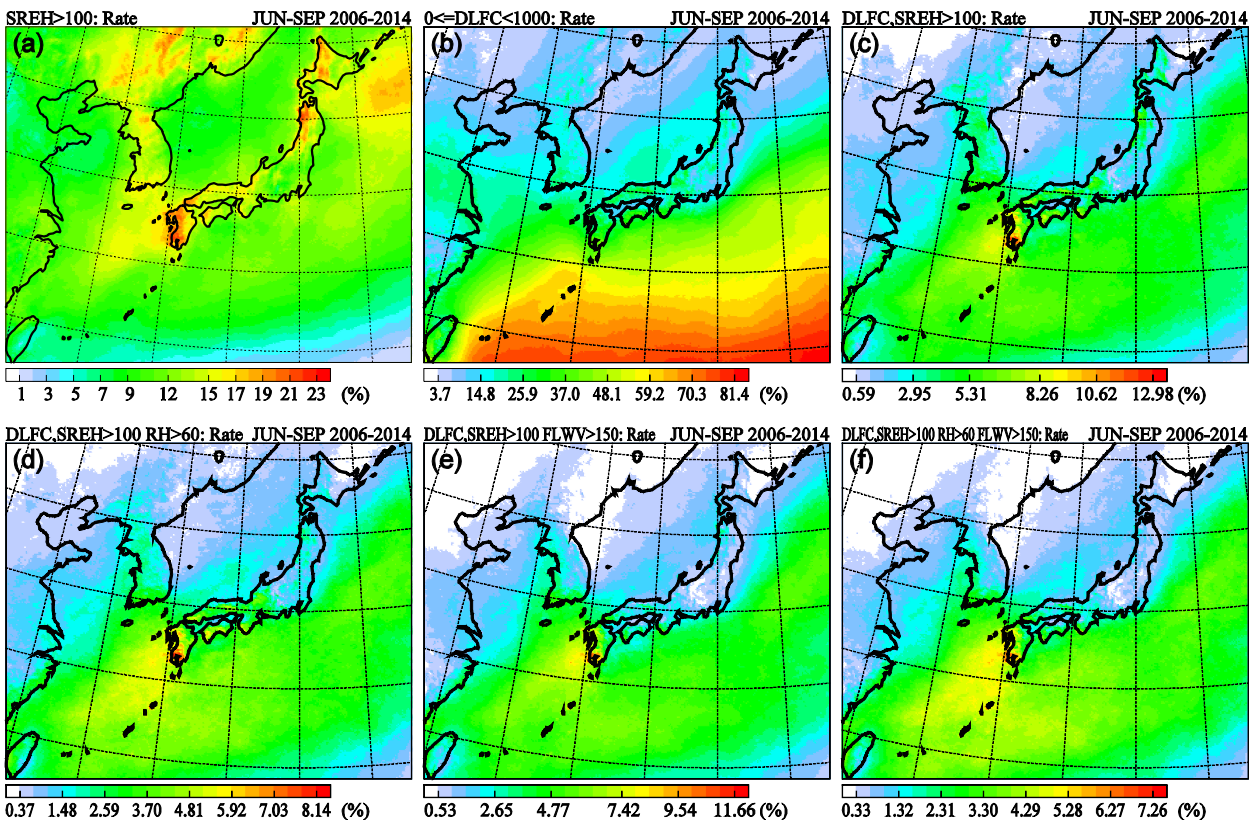
第 6.5.2 図 SREH の値の海陸での違い 0~6km の黒線でホドグラフが与えられているとき灰色の矩形面積を海上での SREH の値とする。上空の風速が同じ分布をする陸上では地上付近のみ摩擦により風速が小さくなる。それにより 1km までの鉛直シアベクトルが大きくなり、青色の矩形面積分だけ SREH の値が大きくなる。

部で

大きな値を取る以外は、全国的に特筆すべき特徴は見られない。海上で見られる飛び石状の高値は台風や発達した低気圧にともなうもので、利用したメソ解析が 3 時間ごとであるために不連続になっている。SREH の標準偏差の分布はほぼ平均値の分布の特徴を示しており、平均値が大きい領域では標準偏差も大きくなっている。標準偏差の値の方が平均値よりも大きいので、SREH の変動は非常に大きいことがわかる。

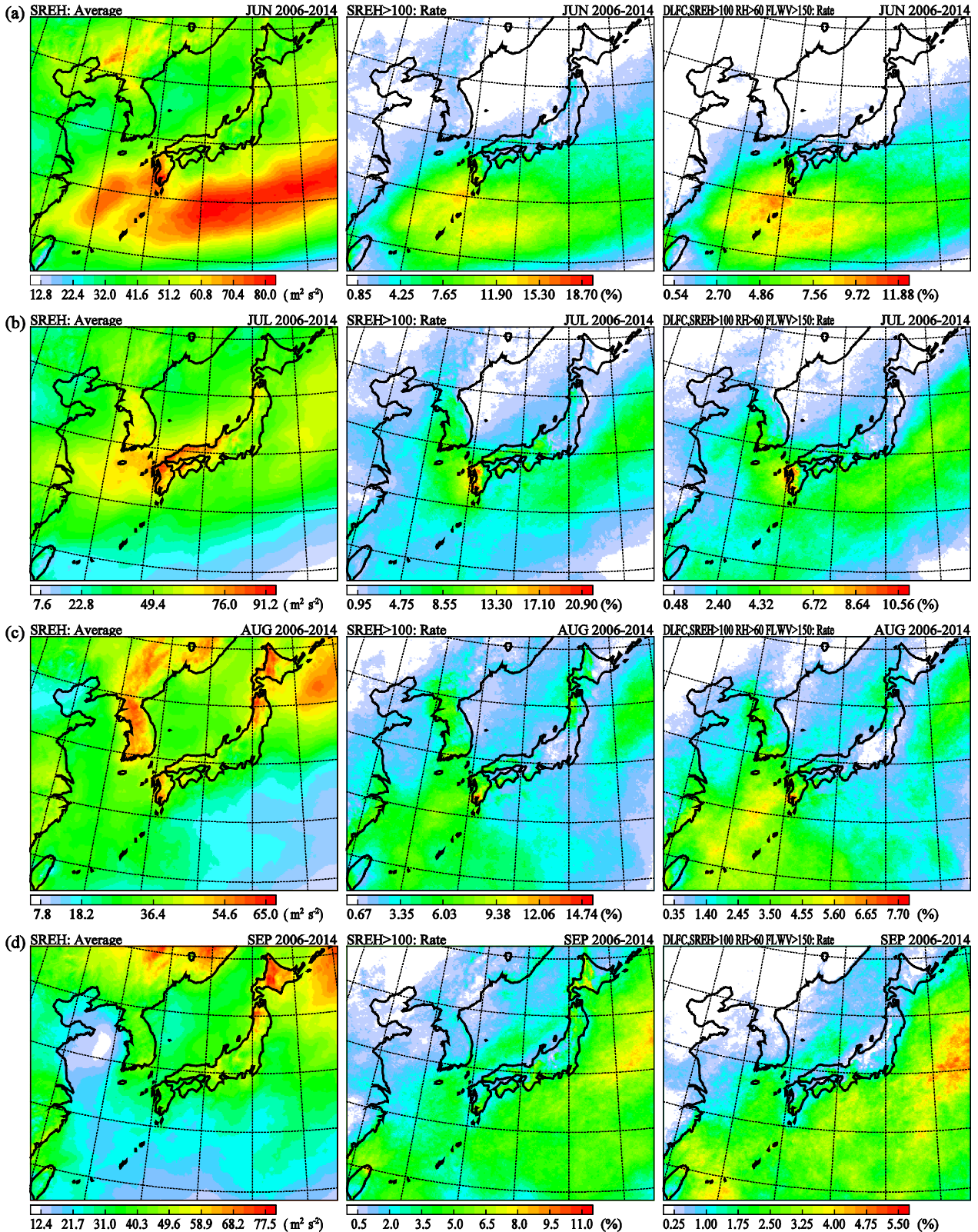
条件 : SREH > 100 m²/s²、条件 : DLFC < 1000m、条件 : 500hPaRH > 60 %、条件 : FLWV > 150 g/m²/s の 4 つの線状降水帯が発生しやすい大気状態の条件の選択による、出現頻度の絞り込みおよび出現場所の特徴を見てみる。条件 (第 6.5.3 図 a) では、日本列島上では 10~25% 程度の出現頻度となり、頻度の高い領域

は平均値の高い領域 (第 6.5.1 図左図) とほぼ対応している。また総観規模擾乱の影響を受けにくい南西諸島では出現頻度が小さくなっている。条件 (第 6.5.3 図 b) では、南ほど出現頻度が高くなっており、これは積乱雲が発生できる不安定な大気状態が南ほど出現しやすいためである。条件 かつ (第 6.5.3 図 c)



第 6.5.3 図 2006~2014 年 6~9 月の条件 : SREH > 100 m²/s²、条件 : DLFC < 1000m、条件 : RH > 60 %、条件 : FLWV > 150 g/m²/s が出現する頻度分布 (%) (a) 条件 の場合、(b) 条件 の場合、(c) 条件 と の場合、(d) 条件 、 の場合、(e) 条件 、 の場合と、(f) 条件 ~ が全て揃った場合

メソ解析から算出。SREH はストームに相対的なヘリシティ、DLFC は 500m 高度から自由対流高度までの距離、RH は 500hPa の相対湿度、FLWV は 500m 高度の水蒸気フラックス量。出現頻度の色づけは図によって異なる。



第 6.5.4 図 2006~2014 年 (a) 6 月、(b) 7 月、(c) 8 月、(d) 9 月の SREH の平均値 (m^2/s^2 、左図)、条件 : SREH > $100 m^2/s^2$ が出現する頻度分布 (%、中図)、線状降水帯が発生しやすい条件 (条件に加え、条件 : DLFC < 1000m、条件 : RH > 60 %、条件 : FLWV > $150 g/m^2/s$) が出現する頻度分布 (%、右図)

メソ解析から算出。SREH はストームに相対的なヘリシティ、DLFC は 500m 高度から自由対流高度までの距離、RH は 500hPa の相対湿度、FLWV は 500m 高度の水蒸気フラックス量。平均値、出現頻度の色づけは図によって異なる。

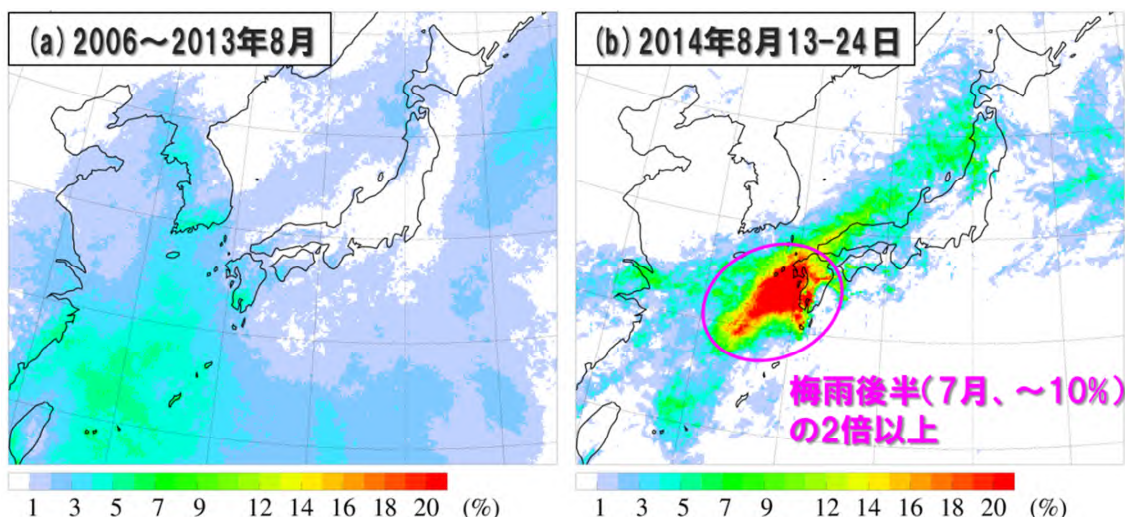
では西日本、特に九州西部で出現頻度が高くなっており、高頻度の領域は実際に線状降水帯がよく観測されている場所に対応している。ただ梅雨期に限定しているのではなく、6月～9月の平均値なので、九州西部での10%を超える出現頻度は過大評価である。条件、に条件を加えても、南西諸島から東シナ海上の出現頻度の低下が小さい以外は分布の特徴にあまり変化がないが、出現頻度を4%程度絞り込むことができている(第6.5.3図d)。条件、に条件を加えると、FLWVがもともと小さい北日本や陸上での出現頻度が減る一方、九州西部での出現頻度に大きな変化はない(第6.5.3図e)。これは、下層の風速が大きくなるとSREHとFLWVはともに大きくなりやすいという特徴があり、両者に大きな相関があるためである。全ての条件(第6.5.3図f)を用いると、九州西部での出現頻度が5～7%程度、北日本では1%前後になり、4つの条件により出現頻度をうまく絞り込むことができている。

線状降水帯が発生しやすい大気状態の季節変化(6～9月の月別の出現頻度)の特徴を第6.5.4図に示す。総観規模擾乱の影響を受ける緯度帯が6月から8月にかけて季節が進むにしたがって北上するため、それにともなってSREHの平均値の大きな領域も北上する(第6.5.4図左図)。特に6～7月の梅雨前線帯(梅雨前線の南側)には高度3km付近に強い西寄りの風(梅雨ジェット)が存在し、下層1kmでは南寄りの暖湿流が梅雨前線帯に流入している。これにより梅雨前線帯ではSREHが大きい状態が持続しやすい。8～9月になると北日本でSREHの平均値が大きくなる。この時期に北日本を低気圧が頻繁に通過するためである。条件の出現頻度分布(第6.5.4図中図)でも同様の北上傾向が見られ、梅雨期の後半(7月)の九州西部では20%を超える領域も出現する。9月には九州から関東にかけての太平洋側で出現頻度が高くなっている。これは台風からの暖湿流の影響を強く受けるためである。条件からが満たされれば(第6.5.4図右図)、条件だけよりも全ての月で出現頻度を半分ほどに絞り込むことができている。6月～8月では条件とほぼ同じ特徴を持った分布を示しているが、9月では北日本の出現頻度が極端に小さくなっている。すなわち8月は2013年8月9日の秋田・岩手の大雨のように北日本で線状降水帯による大雨の危険性が高まるが、9月になると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。

6.6 まとめと今後の課題

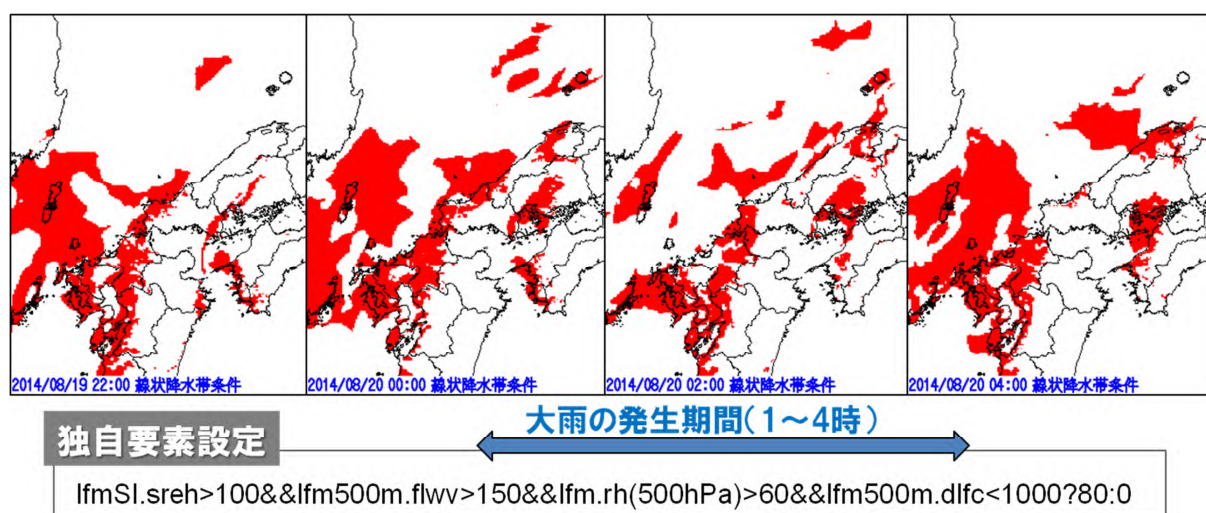
本章では、線状降水帯が発生しやすい大気状態を判断するために、過去の大雨事例を参考にしてみ逃しがないように、SREHを主体に： $SREH > 100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、： $DLFC < 1000\text{m}$ 、： $500\text{hPaRH} > 60\%$ 、： $FLWV > 150 \text{ g}/\text{m}^2/\text{s}$ の4つの条件を提案した。ここで、この条件の妥当性を見てみる。2014年8月20日の広島での大雨をはじめ、その前後の期間(13～24日)には各地で線状降水帯が非常に多く観測された。その期間に今回提案した条件が出現した頻度と2006～2013年の8月の平均出現頻度とを比較してみる。過去の平均値(第6.6.1図a)では南西諸島や九州南部で最大5%程度の値が見られるが、関東地方をはじめ、日本列島の多くの地域で出現頻度は1%未満である。2014年の線状降水帯が多く観測された期間(第6.6.1図b)では、九州西部で出現頻度が20%を超え、梅雨期後半(7月、～10%)の2倍以上になっていた。中国地方や東北地方でも高い値が見られ、実際に線状降水帯が観測された領域とよく対応している。

上述の4つの条件を満たす領域は、数値予報モデルの予報値を用いて、診断的予測グループが提供している多画面ツール(診断サーバ)で面的に表示させることが可能である。2014年8月20日の広島での大雨事例についての表示例を第6.6.2図に示す。色分けされている領域が多画面ツールの独自要素設定で線状降水帯条件として定義したもの(図中の定義式参照)で、広島での大雨となった場所が20日0～2時に線状降水帯条件を満たす領域として赤色で明示されている。それ以外にも九州西部で線状降水帯が発生しやすい大気状態であることが示されており、広島ほどではなかったが、実際線状降水帯が発生して強雨をもたらされて



第 6.6.1 図 (a) 2006~2013 年 8 月と (b) 2014 年 8 月 13~24 日の線状降水帯が発生しやすい条件 ($SREH > 100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、 $DLFC < 1000\text{m}$ 、 $RH > 60 \%$ 、 $FLW > 150 \text{ g}/\text{m}^2/\text{s}$) が出現する頻度分布 (%)

メソ解析から算出。SREH はストームに相対的なヘリシティ、DLFC は 500m 高度から自由対流高度までの距離、RH は 500hPa の相対湿度、FLW は 500m 高度の水蒸気フラックス量。



第 6.6.2 図 多画面ツール (診断サーバ) での線状降水帯が発生しやすい条件 ($SREH > 100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 、 $DLFC < 1000\text{m}$ 、 $RH > 60 \%$ 、 $FLW > 150 \text{ g}/\text{m}^2/\text{s}$) の把握例 (2014 年 8 月 20 日の広島での大雨事例)

局地モデル (LFM) の結果を利用。SREH はストームに相対的なヘリシティ、DLFC は 500m 高度から自由対流高度までの距離、RH は 500hPa の相対湿度、FLW は 500m 高度の水蒸気フラックス量。

いた。

今回提案した 4 つの条件以外にも、線状降水帯の発生に対して有効な指標があるかもしれない。まず提案した条件に対して予報現業や調査・研究での利活用を図り、有効性を検証していただき、問題点があるなら他の要因についても検討して欲しい。たとえば Kato (2005) は九州の地形性線状降水帯が出現する条件として、下層の南西風場が 6 時間以上持続している必要があることを示している。このように特定の環境場が持続するためには、総観場に変化がほとんどみられないことが必要不可欠であり、環境場の持続する条件設定の追加を考えないといけないだろう。また SREH の算出における、水平渦度ベクトルとストームの移動ベクトルの内積を鉛直積分する範囲や、ストームの移動ベクトルの推定方法を積乱雲群の組織化に適したものに

変更する必要もあるだろう。もちろん量的予測のためには、線状降水帯が停滞する要因、500m 高度の相当温位や水蒸気フラックス量の値なども引き続き検討しなければならない。

参考文献

- Bluestein, H.B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Browning, K. A., J. C. Fankhauser, J.-P. Chalon and P. J. Eccles, 1976: Structure of an evolving hailstorm, Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603-610.
- 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.
- Fovell, R. G. and Y. Ogura, 1988: Numerical simulation of midlatitude squall line in two-dimensions. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 215-248.
- 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., 2005: Statistical study of band-shaped rainfall systems, the Koshikijima and Nagasaki lines, observed around Kyushu Island, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 943-957.
- 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, 2010: 豪雨監視・予測技術の開発. 平成 22 年度数値予報研修テキスト, 109-115
- 加藤輝之, 2011: 大雨発生で着目すべき下層水蒸気場. 平成 22 年度予報技術研修テキスト, 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, 95-109
- 加藤輝之・山内洋, 2013: 竜巻の解析とメカニズム. 平成 24 年度予報技術研修テキスト, 81-87
- 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.
- Maddox, R. A., 1976: An evaluation of tornado proximity wind and stability data. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 133-142.
- 瀬古弘, 2005: 1996 年 7 月 7 日に南九州で観測された降水系内の降水帯とその環境. *気象研究ノート*, **208**, 187-200.
- 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.
- Yoshizaki, M. and H. Seko, 1994: A retrieval of thermodynamic and microphysical variables by using wind data in simulated multi-cellular convective storms. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 31-42.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arai, K. Manabe and X-BAIU-98 Observation Group, 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 835-856.
- 吉崎正憲・加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店, 187pp.