

梅雨前線帯での集中豪雨： 2023 年 7 月九州北部での大雨

LOCALIZED HEAVY RAINFALL OCCURRING THE BAIU FRONTAL ZONE; NORTHERN KYUSHU HEAVY RAINFALL IN JULY 2023

加藤輝之¹・廣川康隆¹

Teruyuki KATO and Yasutaka HIROCKAWA

¹ 気象庁気象研究所台風・災害気象研究部（〒305-0052 茨城県つくば市長峰 1-1）

E-mail: tkato@mri-jma.go.jp, yhirockawa@mri-jma.go.jp

1. はじめに

毎年のように日本列島各地で集中豪雨が発生し、土石流や河川氾濫などの災害が引き起こされ、多くの人命が失われている。集中豪雨の多くは、**図-1**の赤楕円で示した 2023 年 7 月 10 日朝に九州北部で発生した大雨のように、「線状降水帯」と名付けられたほぼ停滞する線状降水システムによってもたらされている¹⁾⁴⁾。線状降水帯は、気象庁の用語集では「次々と発生する発達した対流セル（積乱雲）が列をなした、組織化した積乱雲群によって、数時間にわたってほぼ同じ場所を通過または停滞することで作り出される、線状に伸びる長さ 50～300km 程度、幅 20～50km 程度の強い降水をともなう雨域」として定義されている。この定義からもわかるように、ほぼ同じ場所に強雨が持続することから、気象レーダーでみられる、寒冷前線などにもなつて移動する線状の降雨域（降雨バンド）は線状降水帯を作り出さない。そのことを具体的に、気象レーダーによる特定の時刻の降水強度を示している**図-1**で確かめてみる。壱岐島から福岡県北東部に東西に伸びる線状の降雨バンドがみられる（黄色の破線楕円）。それは徐々に南側に移動しているため、**図-1**では線状の降雨域であっても、降水量を 3 時間積算するとその降雨分布は線状にならない。逆に、佐賀県北部から福岡県にかけて線状降水帯が解析されている赤楕円の領域には、表示している時刻では線状の降雨域はみられないが、前 3 時間降水量分布でみると、線状の降雨域になっている（**図-6b**の前 7 時間降水量でも同様）。

線状降水帯という用語は、2000 年前後に気象研究所の研究者が、九州の地形に由来する停滞性の降雨バンドを対象

に使いだし、2007 年発行された教科書「豪雨・豪雪の気象学」¹⁾で現在とほぼ同様な定義がなされている。ただ、学術的に厳密な定義はなされておらず、量的にも厳密な定義はない。そのような学術的な背景はあるが、気象庁では令和 3 年 6 月から災害に直結する線状降水帯に対し、面積や形状（前 3 時間降水量 100mm 以上の領域が 500km²を超え、縦横比が 2.5 以上）の条件に直前までの降水量やキキクルも条件に加え、前 3 時間降水量が 150mm 以上に達した際に「顕著な大雨に関する気象情報」として**図-1**の例のように発表している。キキクルとは、地域特性も考慮された大雨警報（洪水）の判断基準に用いられている危険度分布である。また、令和 5 年 5 月からは予測技術を活用して 10 分先、20 分先、30 分先のいずれかにおいて上記の基準が満たされたときにも発表することになった。

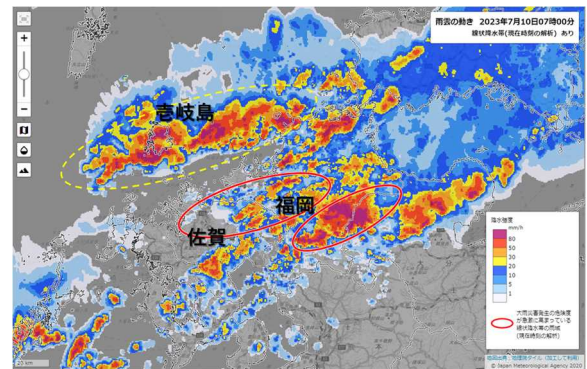


図-1 2023 年 7 月 10 日 7 時の気象レーダーによる降水強度分布。赤の楕円域は気象庁が発表した線状降水帯の発生領域。気象庁ホームページより。

2. 積乱雲の発生条件と相当温位

3時間降水量 100mm を超えるような大雨は積乱雲によってもたらされる。その積乱雲が発生・発達するには3つの条件があり、まず①「大気下層と上空の温度差が大きいこと」である。これは天気予報で、地上気温が上昇し、上空に寒気が流入することで大気状態が不安定になるという解説と同義である。①には、水蒸気の状態がないので、②「大気下層に水蒸気が十分あること」が次の条件となる。さらに、②があったとしても、凝結して雨にならないと大雨に繋がらないので、③「大気下層の空気を上空に持ち上げてくれる外力」が3番目の条件である。外力としては、山岳ともなう強制上昇や前線ともなう寒気側に暖気側の空気が乗り上げる働きなどが挙げられる。

具体的に積乱雲が発生するまでの過程について、**図-2**を用いて説明する。**図-2**の縦軸は高度で、横軸は気温であり、赤色の曲線のように気温のプロファイルが与えられているとする。大気下層から空気塊を持ち上げると、相対湿度 100% になって凝結して雲が生じるまでは、1kmにつき、空気塊の温度は約 10°C 低下する（乾燥断熱線）。その後は凝結熱により空気塊自らを温めるため、空気塊の温度の低下は小さくなり（湿潤断熱線）、ある高度に達すると気温のプロファイル上の温度と一致する。その高度は自由対流高度とよばれ、その高度より上空では周囲の気温（気温のプロファイル）よりも持ち上げた空気塊の温度の方が高くなるので、空気塊は自ら上昇できるようになり、積乱雲が発生することになる。積乱雲の発達高度は、気温のプロファイルと再度交差する浮力がなくなる高度（平衡高度）が目安となる。

また、積乱雲の発生・発達条件の①と②を判断するには、相当温位という物理量を気象分野ではよく用いる。相当温位は空気塊が持つ温度のエネルギー、位置エネルギーと水蒸気のエネルギー（潜熱）の和を絶対温度（摂氏°C + 273.15K）で表現したものである。具体的には**図-3**で示すように、空気塊の持つすべての水蒸気が凝結するまで上空に持ち上げたのち、1000hPa 高度まで下ろした時の絶対温度として求められる。エネルギーは保存されるので、相当温位は通常の大気（湿潤大気）の保存量として取り扱うことができる。また、温度が高いほど、水蒸気が多いほど相当温位が高くなることは定義から自明であり、相当温位が高いほど積乱雲が発生・発達しやすいことが理解できる。

水蒸気が存在しない、または水蒸気が凝結しない状態での大気（乾燥大気）では、温度のエネルギーと位置エネルギーだけで考えることができ、この2つのエネルギーを絶対温度で表現したものが温位である。温位の定義から、空気塊を上空に持ち上げると、エネルギーは保存されるので、位置エネルギーが増えた分だけ、温度のエネルギーが減少

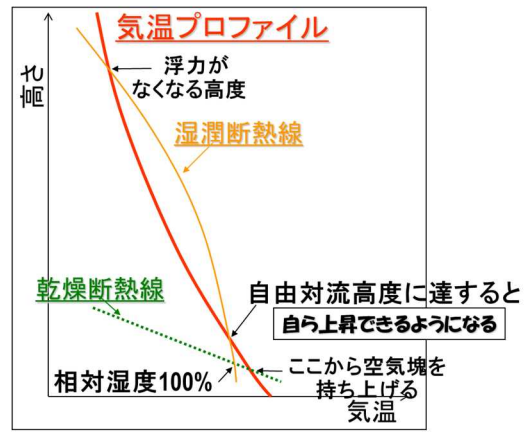


図-2 積乱雲が発生するまでの過程

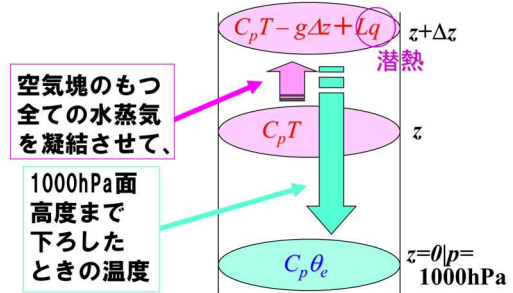


図-3 相当温位の定義

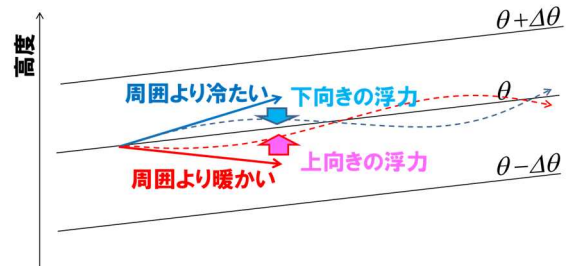


図-4 安定な大気状態での空気塊の動き。黒の直線は等温位線。

し、気温が低下することになる。この低下率が**図-2**の乾燥断熱線で示されている 1km につき、約 10°C の低下になる。乾燥空気では温位が保存量であり、空気塊は等温位線（面）上を移動することになる。これは、**図-4**のように、等温位線より上空に空気塊を持ち上げると周囲よりも冷たくなり、下向きの浮力が働く。逆に、等温位線より下に空気塊が移動すると、周囲より暖かくなるので、上向きの浮力が働き、結果として、等温位線を中心に振動しながら空気塊は移動することになる。

3. 2023 年出水期（6-8 月）に発生した線状降水帯

“はじめに”で述べたように汎用的には、線状降水帯に量的定義はなされていない。したがって、過去の線状降

水帯に関わる研究などで利用された妥当だと考えられる手法に倣って線状降水帯事例を抽出する必要がある。ここでは、気象庁の「顕著な大雨に関する気象情報」に関わる手法ではなく、その運用のベースとなった線状降水帯の客観的抽出方法⁵⁾を用いて、2023年出水期(6-8月)に発生した線状降水帯事例を抽出した。その抽出方法では、まず解析雨量を積算した3時間降水量80mmの閉曲線で囲まれる500km²以上の降水域内に、100mm以上の降水量がある事例を強雨域として抽出する。ここで、解析雨量とは気象庁が作成している1時間降水量であり、気象レーダーの降水強度から推定される5分毎の降水量を1時間積算し、アメダス等の地上雨量計の観測データを用いて補正したものである。次に、強雨域として抽出された中から、1時間ごとの強雨域の重複率(40%以上)を見積もって時空間連続性(5時間以上停滞)を判断し、強雨域の大きさやその縦横比(2.5以上)を考慮して、線状降水帯事例を客観的に抽出する。なお、抽出結果には、台風の壁雲やアウターバンドにともなう降水、地形性降水などの典型的とは言えない線状降水帯事例を誤検出するという課題がある。

2023年出水期(6-8月)に抽出された線状降水帯の分布図を図-5に示す。抽出された線状降水帯は34事例であり、その中で気象庁が「顕著な大雨に関する気象情報」として発表した事例は17件である。気象庁が発表したにもかかわらず、抽出されなかった事例が2件あった。これらは、抽出手法に違いがあるため、3時間降水量の閾値やキキクルの利用などによる。抽出された事例の中で、2023年7月に九州北部で観測された線状降水帯は6事例(うち1事例は気象庁発表事例ではない)であり、図-1で示した7月10

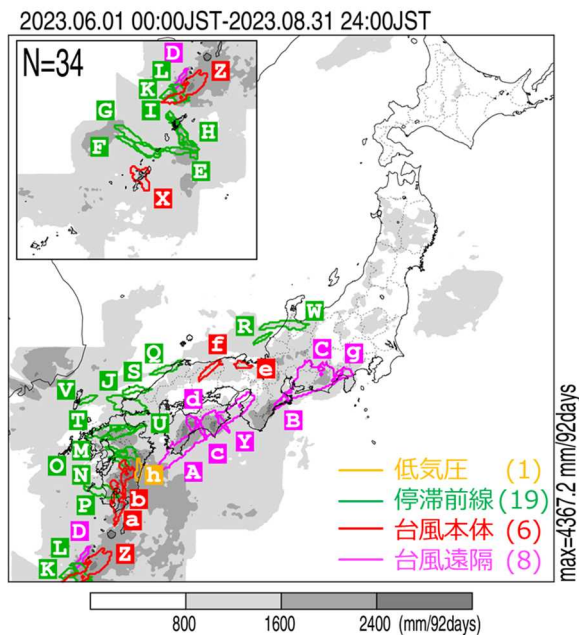


図-5 2023年出水期(6-8月)に抽出された線状降水帯. 色は発生時の気圧配置を示す. 台風本体は台風中心から500km以内, 台風遠隔はそれ以上の距離で発生したもの.

日朝の大雨も含まれる。

7月10日朝の線状降水帯発生時での地上天気図と7時までの7時間降水量分布を図-6に示す。抽出された線状降水帯としては東西方向に走向を持っているが、その中に図-1の赤楕円で解析された2つの線状降水帯に対する強い降水域が見られ、その強い降水域の走向は南南西から北北東方向である。このように、抽出方法によって、抽出される線状降水帯の数やその走向が異なることがある。線状降水帯の発生位置は、地上天気図をみると、停滞前線として解析されている梅雨前線の南側約300kmの位置であることがわかる。梅雨期の西日本で観測される線状降水帯の多くは、同様の位置関係(梅雨前線の南側100~300km)で発生していることがわかっている。

2023年6月中旬から7月中旬までの九州付近、および7月中旬ごろの北陸地方での降水の推移と梅雨前線の位置関係を図-7に示す。カラー分布は、九州を含む東経128度から133度(赤枠の部分では北陸地方を含む133度から138度)における東西方向での1時間降水量最大値を抽出し、南北方向を縦軸に、時間変化を横軸に表示したもので、どの緯度で大雨が発生したかを確認することができる。また、東経130度(135度)での梅雨前線の位置を黒色の折れ線で、気象庁が発表した線状降水帯事例をピンク枠、それ以外で抽出された事例を青枠で示している。強い降雨域はおおむね梅雨前線の南北移動にともなって、前線付近からその南側で観測されている。特に、線状降水帯は6月19日の

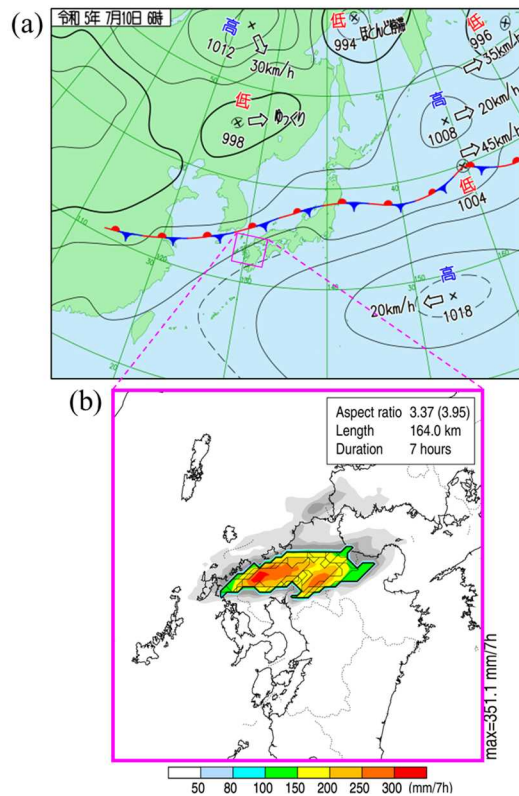


図-6 (a) 2023年7月10日6時の地上天気図と(b)同日7時までの7時間降水量分布.

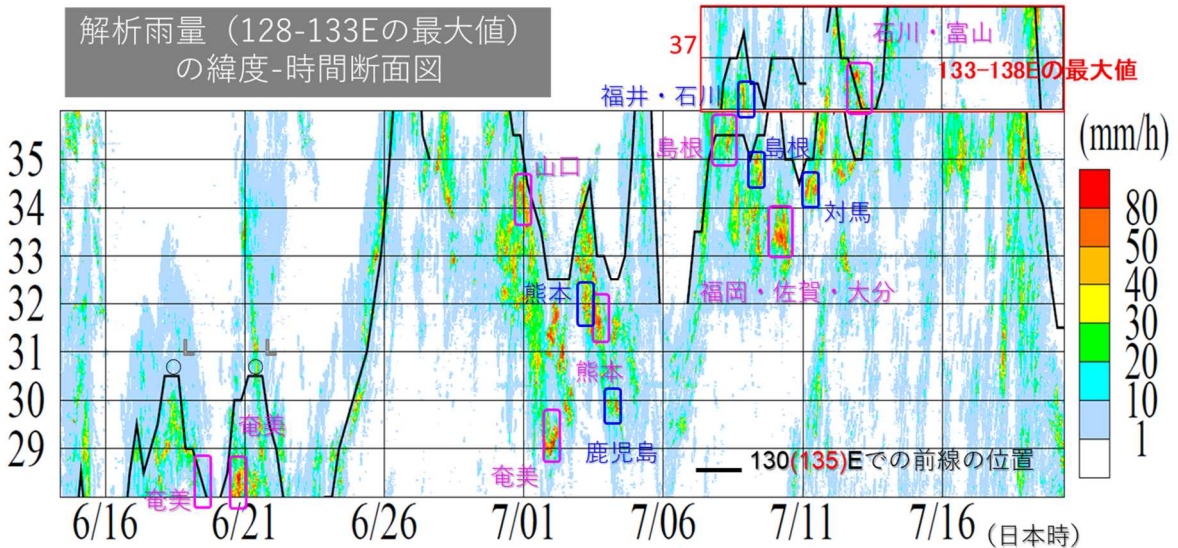


図-7 2023年6月中旬から7月中旬までの九州付近、および7月中旬ごろの北陸地方での降水の推移と梅雨前線の位置関係

奄美、7月8日の島根と7月13日の石川・富山でのケースを除き、梅雨前線の南側で発生している。その位置関係から、前述したように2023年梅雨期の西日本においても、線状降水帯の多くは梅雨前線の南側100~300kmで発生していたことがわかる。それでは、どうしてこのように線状降水帯を含む大雨が梅雨前線の南側で発生しやすいのだろうか。そのことについては5章で説明する。

4. 西日本での大雨発生時の気圧配置

梅雨期の典型的な気圧配置を図-8に示す。梅雨前線は、太平洋高気圧にともなう暖かい小笠原気団とオホーツク海高気圧による相対的に冷たいオホーツク気団のせめぎ合いの風の収束域（梅雨前線帯）に形成される。太平洋高気圧が優勢となると、梅雨前線が消滅して、梅雨明けとなる。それ以外の重要な大気の流れとして、上空1500m~5000m付近の湿った空気が中国大陸から流入している。この湿った空気はインド洋からのアジアモンスーンによりヒマラヤ山脈で大気下層の湿った空気が持ち上げられて移流してきたものに、梅雨前線帯での上昇流による大気下層からの水蒸気が加わることで形成され、湿舌と呼ばれる。なお、湿舌という用語⁷⁾については、上述の降水現象の結果と相反する、図-8に示してある高度1km程度の下層の暖湿流（降水現象の原因）を指すこともあるので、利用には注意が必要である。

次に、九州での大雨発生時によく見られる気圧配置を図-9に示す。梅雨期の典型的な気圧配置（図-8）と比べて、太平洋高気圧が西に張り出し、東シナ海上には下層での気圧の谷（下層トラス）や下層起源の低気圧・渦が存在することが多い。このような気圧配置になると、東シナ海上での等圧線の間隔が狭まり、冬季日本海上で北よりの風が強ま

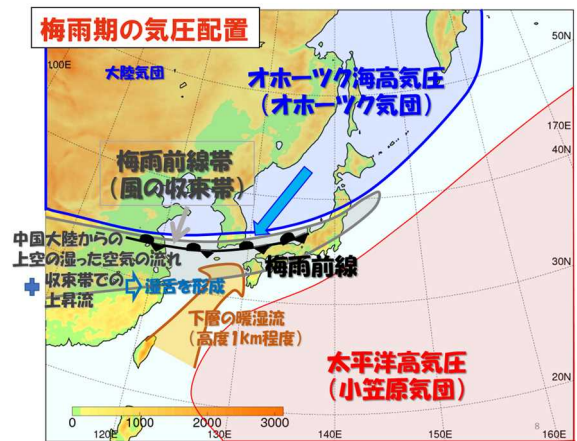


図-8 梅雨期の典型的な気圧配置

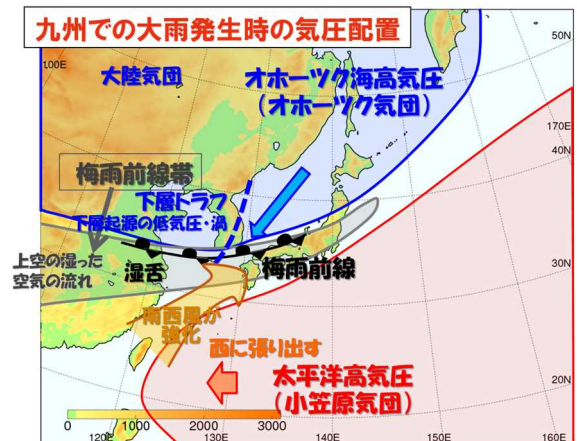


図-9 九州での大雨発生時によく見られる気圧配置

るように、南西風が強化される。その強化により、海面からの蒸発量が増えて大気下層の水蒸気量が増加し、大量の水蒸気が九州に流入することで大雨が発生しやすくなる。また、日本海側で大雨が発生するためには、図-9より太平洋高気圧が北方に強まって、東シナ海からの大量の水蒸気が

対馬海峡を通過して日本海上に流入する必要がある。そのような気圧配置は2023年梅雨期においては7月前半に現れていたが、通常は太平洋高気圧の勢力が強まる梅雨期末期に多く出現し、北陸地方での大雨は7月後半から8月初旬にかけてよく観測される。

5. 大雨発生時での梅雨前線帯の特徴

(1) 梅雨前線帯の鉛直構造

この章では、令和2年7月豪雨のなかで、2020年7月4日に球磨川周辺に発生した線状降水帯により大雨が発生した事例を取り上げ、3章で示した梅雨前線と大雨の発生位置関係（前線の南側100～300kmに大雨が発生）を生じさせる要因について、大雨の発生環境場および梅雨前線帯付近の大気の鉛直構造から説明する。図-10に同日3時の地上天気図と同日6時までの3時間積算降水量分布を示す。最大降水量は317mmに達しており、線状降水帯は天気図上に解析された梅雨前線の南側約100km付近に発生し、上述の位置関係に該当している。

7月3日21時から4日6時で平均した大気状態を図-11に示す。分布図の作成に用いた気象庁メソ解析は、日本を中心とする東アジア領域を対象とした、水平解像度5kmの数値予報モデル（メソスケールモデル）の初期値として4次元変分法を用いて観測データを同化した解析値である。700 hPa 気圧面の相対湿度分布（図-11a）には、中国大陸

から東シナ海を通過して、日本列島に東西方向にのびる80%（等値線参照）以上の湿潤な領域が存在し、この領域が湿舌（梅雨前線帯）に対応する。この湿域の南北幅は300～

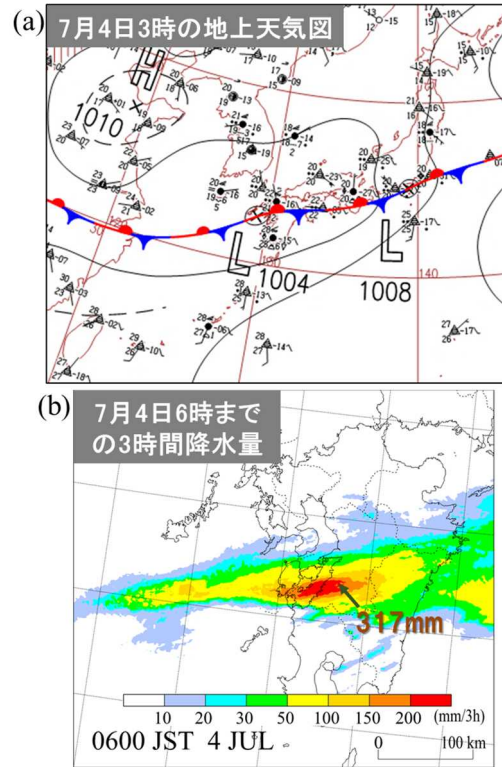


図-10 (a)2020年7月4日3時の地上天気図と (b) 同日6時までの3時間降水量分布。

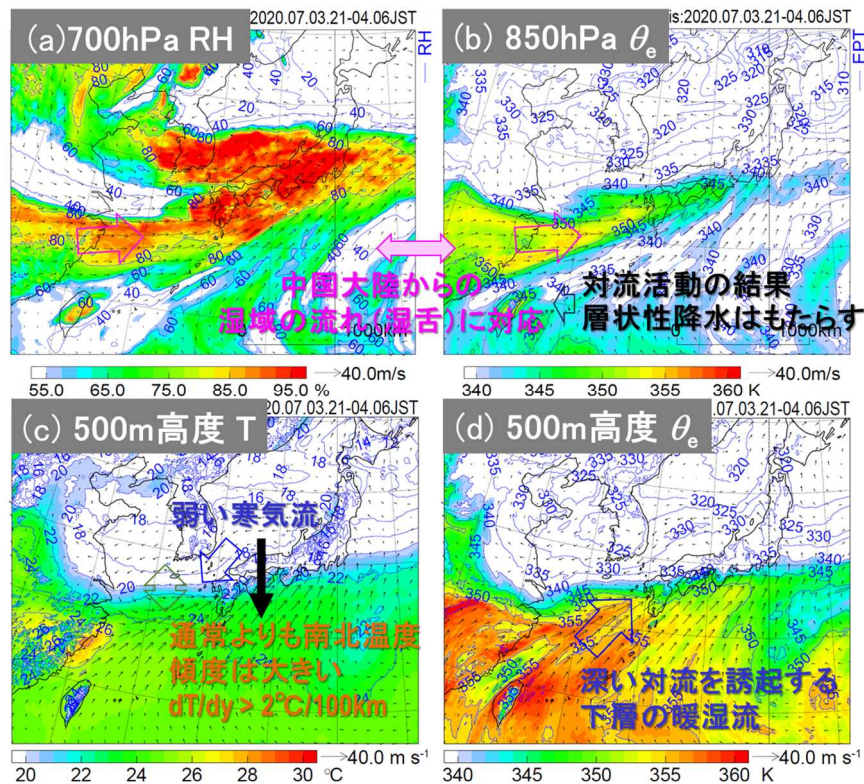


図-11 2020年7月3日21時から4日6時で平均した (a)相対湿度と(b)水蒸気混合比の東経130度における南北鉛直断面図。気象庁メソ解析から作成。

500 km ほどあり、球磨川周辺に大雨もたらした線状降水帯の発生場所はこの湿域内の南側に位置している。梅雨前線帯南側の太平洋高気圧の勢力域では、相対湿度が 60 % 前後、北側では中国大陸上から東シナ海上に流入している空気の相対湿度が 40 % 以下とかなり乾燥している。これらから、梅雨前線帯を挟んだ南北の領域では、上空が乾いているために積乱雲の発達抑制されることが推定できる。

500 m 高度(数値モデルの標高が 200 m までは高度 500 m、それ以上は標高+300 m) の気温分布(図-11c)には、東シナ海上での梅雨前線帯付近 100 km で最大 4°C 程度の南北気温傾度がみられる。この値は西日本での典型的な梅雨前線帯での温度傾度(100 km で 1°C 程度) よりもかなり大きく、オホーツク気団からの寒冷な北東風が直接東シナ海上まで流れ込んだためである。500 m 高度の相当温位分布(図-11d)には、東シナ海上での梅雨前線帯北縁付近に 100 km で最大 20 K 程度と非常に大きい南北傾度がみられ、その領域まで太平洋高気圧の縁を回って暖湿な空気が流入している。特に線状降水帯が形成して大雨をもたらされた球磨川周辺では、355 K 以上の相当温位をもつ空気が流入している。850 hPa 気圧面の相当温位分布(図-11b)には、中国大陸から日本列島に流入している相当温位 350 K 以上の暖湿な空気の流れがみられる。この領域は、700 hPa 気圧面の相対湿度分布(図-11a)での湿舌(梅雨前線帯)の分布とほぼ一致している。湿舌は前述のように降水現象の結果であるとともに、集中豪雨のような大雨を発生させることはないが、1 時間降水量 20 mm 程度までの層状性降水(大気状態が不安定でない場合の降水)はもたらしており、梅雨期の大半の雨はこの層状性降水である。

梅雨前線帯を横切る相対湿度と水蒸気混合比(大気 1 kg あたりに含まれる水蒸気量との比)の東経 130 度における

南北鉛直断面図を(図-12)に示す。相対湿度の鉛直断面図(図-12a)をみると、700 hPa 気圧面(図-11a)の梅雨前線帯に対応する領域(北緯 30~33 度)では大気下層から上空まで湿っている。梅雨前線帯の南側、北緯 31 度以南では相対湿度 80%以上の領域が地表から 900 hPa 気圧面のみにみられ、大雨をもたらす下層水蒸気場を代表する高度(~500 m)と整合している。この大気下層における水蒸気の集中は水蒸気混合比の鉛直断面図(図-12b)でも確認できる。梅雨前線帯の北側、北緯 33 度以北でも大気下層の相対湿度が高いが、水蒸気量が多いのではなく、低温が要因である。

(2) 梅雨前線帯での大雨の発生位置

2章で述べた積乱雲の発生条件として、最初に示した大気下層と上空の気温差から梅雨前線帯のどの位置で積乱雲が発達しやすいかを説明する。500 m 高度と 500 hPa 気圧面間の平均気温減率の分布と気温減率の東経 130 度の南北鉛直断面図を(図-13)に示す。平均気温減率分布(図-13a)には、梅雨前線帯に対応する 700 hPa 気圧面での中国大陸から日本列島にのびる相対湿度 80 % 以上の領域を網掛けで示している。その領域では 5 °C km⁻¹ 前後で南側ほど大きく、梅雨前線帯の南縁ほど積乱雲が発達しやすい大気状態であることがわかる。球磨川付近で発生した大雨が、梅雨前線内の南側で発生していたことと整合している。なお、対流圏の平均的な気温減率は 6.5 °C km⁻¹ であり、梅雨前線帯ではかなり大気状態は安定していることになる。これは、降水現象により上空の空気が温められたため、積乱雲が発生しにくい大気状態になっている。それにもかかわらず、大量の大気下層の水蒸気が流入することで大雨の発生に繋がっている。

気温減率の南北鉛直断面図(図-13b)では梅雨前線帯内の北側の北緯 32.5 ~ 33.5 度付近を除いて、925 hPa 気圧面

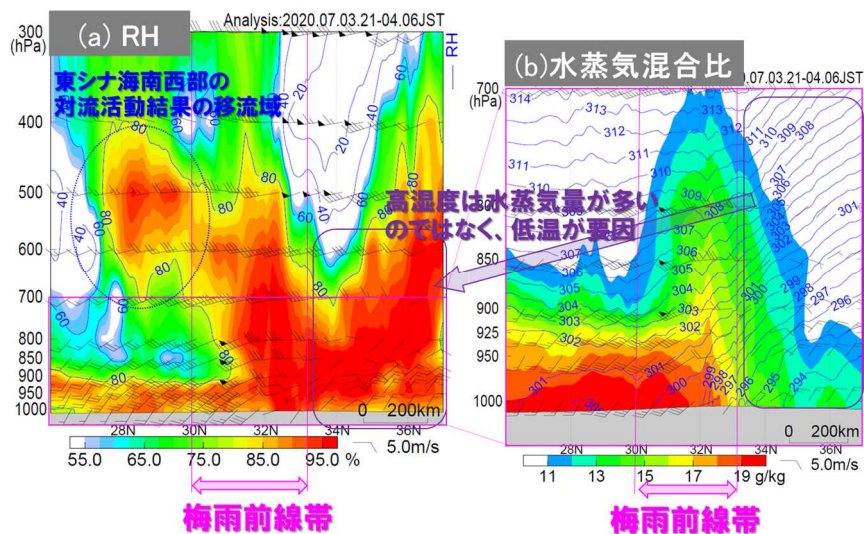


図-12 2020年7月3日21時から4日6時で平均した(a)相対湿度と(b)水蒸気混合比の東経130度における南北鉛直断面図。気象庁メソ解析から作成

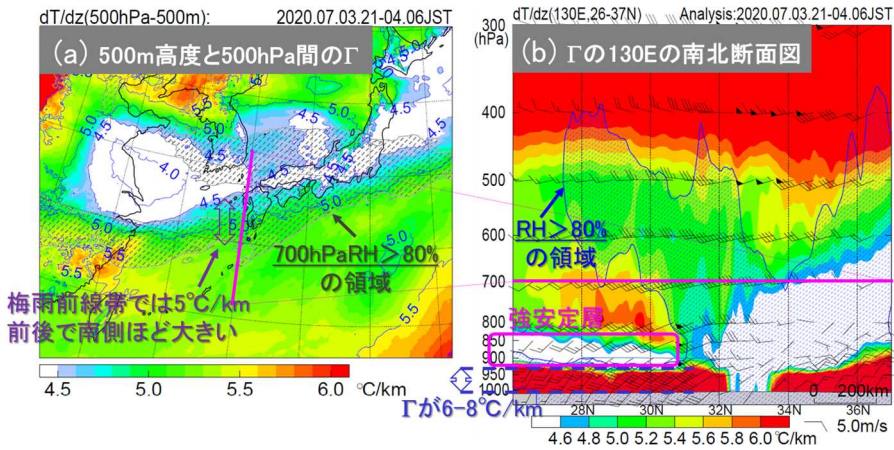


図-13 2020年7月3日21時から4日6時で平均した(a) 500 m 高度と 500 hPa 気圧面間の平均気温減率 (Γ) の分布と (b) Γ の東経 130 度の南北鉛直断面図。気象庁メソ解析から作成。

より下層で、気温減率が $6\sim 8\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ と大きい。また、梅雨前線帯の南側、北緯 31 度以南では、900-850 hPa 付近で $4.5\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ 以下のかかなり安定な層がみられ、700hPa 付近までは相対湿度 60% 前後とやや乾燥している (図-12a)。この大気状態が梅雨前線帯の南側での積乱雲の発生・発達を抑制している。梅雨前線帯内の北側では、600 hPa 気圧面付近まで相対湿度 80% 以上であるが、700 hPa 気圧面付近まで気温減率が $4.5\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ 以下であり、自由対流高度がかなり高いか見出せない領域になっているので、積乱雲がそもそも発生できない。

ここまで述べた梅雨前線帯の特徴をベースとした、九州付近でみられる典型的な梅雨前線帯の構造の模式図を図-14 に示す。九州を横切って東西方向に横たわる梅雨前線帯に向かって南から暖湿な空気塊が流入する。その空気塊は梅雨前線帯を作り出す収束域にともなう弱い上昇気流によって上空に持ち上げられ、降水を作り出すとともに中国大陸からの湿域の流入も加わって湿舌が形成される。暖湿な空気塊の厚みは 1km 程度であり、その上空は太平洋高気圧にともなう下降気流によって上空の水蒸気の少ない空気が沈降することで乾燥化する。その結果、梅雨前

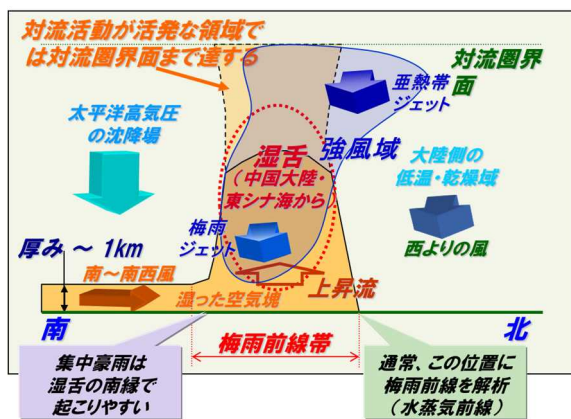


図-14 九州付近でみられる典型的な梅雨前線帯の構造

線帯の南側では積乱雲の発生が抑制される。また、そこには大気下層の湿った空気塊を自由対流高度まで持ち上げる外的な強制力 (例えば、高い山岳や総観スケールの擾乱) がないために積乱雲はそもそも発生できない。

梅雨前線帯の北側では、大気下層から上空まで相対的に低温で、北または西よりの風が卓越しており、中層には乾燥した空気が流入している。梅雨前線帯ではその北縁に至るまで、南から流入した暖湿な空気塊が上空に持ち上げられ続けるので、梅雨前線帯の北縁付近に相当温位の顕著な南北勾配が生じる。梅雨前線は相当温位の南北勾配の大きな場所に解析されるので、多くのケースでは梅雨前線帯の北縁付近に解析されることになる。また、温度ではなく、水蒸気量の南北勾配が大きいので梅雨前線は水蒸気前線ともよばれる。

梅雨前線帯の上空には、その北側の 200~300 hPa 気圧面付近に存在する西よりの強風域である亜熱帯ジェット気流とは別に、700~850 hPa 気圧面付近にも西よりの強風域 (梅雨ジェット) が現れる。梅雨ジェットは下層ジェットともよばれること¹⁰⁾があるが、高度 1km 以下に現れるものと区別するために梅雨前線帯にともなう強風域ということで梅雨ジェットと名づけられている¹¹⁾。梅雨ジェットは、梅雨前線帯に大量の下層水蒸気をもたらす、南よりの強風にともなう運動量が降水現象によって上空に輸送され、降水現象で生じた気圧傾度力によって加速されることで強化される¹²⁾。対流活動が活発なときには 30 m s^{-1} 程度の強風となり、令和 2 年 7 月豪雨時でも 25 m s^{-1} 以上の梅雨ジェットが 850hPa 気圧面付近に確認できる (図-11b)。

梅雨前線帯下層に南から流入する空気塊の水蒸気量が多く、相当温位が高いほど、自由対流高度が低くなるとともに、積乱雲の発達高度の目安となる浮力がなくなる高度 (平衡高度) が高くなり、大雨の発生可能性が高まる。特に、南から梅雨前線帯に流入する下層の空気塊が非常に湿っていると自由対流高度がさらに低くなるので、積乱雲が

梅雨前線帯の南縁付近で容易に発生・発達する。なぜなら、梅雨前線帯に内在する弱い上昇気流でも下層の空気塊が容易に低下した自由対流高度まで達することができるためである。また、大気下層の流入風と梅雨ジェット間に生じる大きな鉛直シア（大気下層と上空での風速・風向差）によって積乱雲が組織化して線状降水帯が発生しやすくなる。そして大量の下層水蒸気が継続的に供給されると発生した線状降水帯により大雨がもたらされることになる。以上のことから、梅雨前線の南側 100～300 km に位置する梅雨前線帯の南縁付近で線状降水帯による大雨が発生しやすいわけである。このように梅雨前線帯の南縁付近では、大雨だけでなく、線状降水帯が発生しやすい条件⁴⁾が揃っているのである。

5. 2023年7月10日九州北部での大雨

2023年7月10日朝の九州北部の大雨については、抽出方法によって1つまたは2つの線状降水帯の発生が確認されることを述べてきた。これは、複数の線状の降水システム（積乱雲群）が形成し、その中で一部の積乱雲群の降水域が重なり合うことで線状降水帯として抽出されたためである。また、線状降水帯の形成過程としては、降水域の南西側で積乱雲が繰り返し発生する、バックビルディング型形成であったことが確認できる（**図-15**）。

7月9日21時～10日6時で平均の700hPaの相対湿度と500m高度の相当温位分布を**図-16**に示す。紫色の破線は相対湿度60%以上の梅雨前線帯に対応する領域を示す。2020年7月4日に球磨川周辺での線状降水帯事例（**図-11a**）と比べると、梅雨前線帯の南北の幅が狭く、九州北部の南西海上に相対湿度80%以上の領域が存在するものの、全体的に相対湿度が低く、典型的な梅雨前線帯の構造ではない。その一方、大気下層には相当温位362Kの非常に暖湿な空気が東シナ海上から九州北部に流入している。この暖湿な空気の流入によって、線状降水帯が発生して大雨がもたらされた。

過去の九州での線状降水帯事例（令和2年7月豪雨での球磨川流域の大雨および平成29年7月九州北部豪雨）での大気状態と比較してみる。平成29年7月九州北部豪雨は福岡県朝倉市を中心に土砂災害が引き起こされた事例である。大気下層950hPa気圧面の気温・水蒸気混合比・水蒸気流入量（空気の密度×水蒸気混合比×水平風速）と上空500hPaの気温の比較結果を**表-1**に示す。事例ごとに特徴がみられ、平成29年7月九州北部豪雨では上空の気温が低く、大気状態がかなり不安定であった。令和2年7月豪雨では、下層の水蒸気流入量が顕著で、それにより球磨川が氾濫するような大雨となった。2023年の九州北部での大雨では大気下層の水蒸気量が非常に多く、これは東

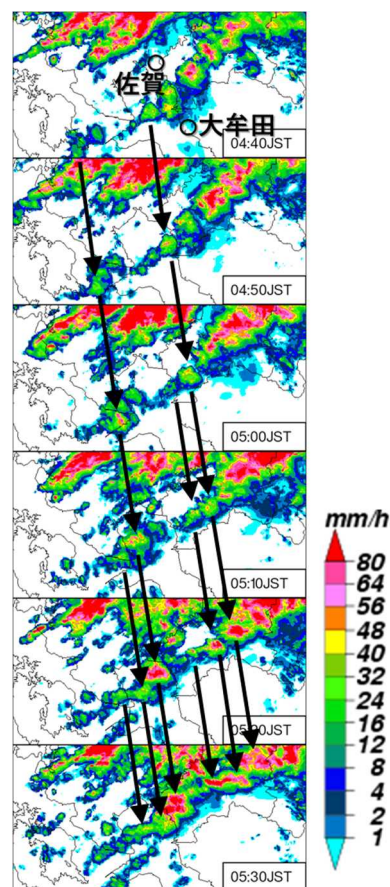


図-15 2023年7月10日4時40分から5時30分の気象レーダーによる降水強度分布。矢印は積乱雲の動きを示す。

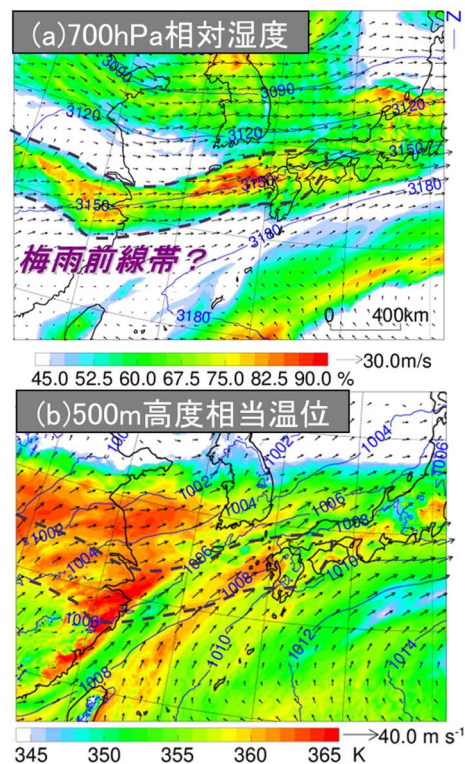


図-16 2023年7月9日21時～10日6時で平均した(a)700hPaの相対湿度と(b)500m高度の相当温位分布。気象庁メソ解析から作成。

表-1 過去の九州での線状降水帯事例での大気状態の比較

	2023年7月10日 九州北部の大雨	令和2年7月豪雨 球磨川流域の大雨	平成29年7月 九州北部豪雨
期間	7月10日0時-11時	7月3日21時-4日10時	7月5日12時-22時
950hPaの水蒸気混合比	19.8 g kg ⁻¹	18.7 g kg ⁻¹	18.6 g kg ⁻¹
950hPaの水蒸気流入量	384 g m ⁻² s ⁻¹	528 g m ⁻² s ⁻¹	270 g m ⁻² s ⁻¹
500hPaの気温	-4.6 °C	-3.2 °C	-6.2 °C
950hPaの気温	24.5 °C	21.9 °C	23.5 °C
気温差 (950-500hPa)	29.1 °C	25.1 °C	29.7 °C

シナ海上の海面水温が平年よりも1°C前後高い状態が続いていたためである。上空の気温も梅雨期九州での大雨時によくみられる-3°C程度³⁾ (令和2年7月豪雨が該当) よりも低い状態だった。この低温をもたらした要因について説明する。

2023年7月9日21時~10日6時で平均した500m高度と500hPa気圧面間の平均気温減率の分布を図-17aに示す。九州北部では5.5°C km⁻¹以上になっており、令和2年7月豪雨時(図-13a)等にみられる通常の梅雨前線帯での気温減率(5°C km⁻¹前後)よりもかなり大きい。このことから通常の梅雨前線帯の構造をしていないことがわかる。図-17aのピンク線で示した線上の相対湿度の断面図を(図-17b)をみると、600hPa前後の気圧面では南西からの空気の流れは青の等値線で示した等温位面上を移動することから、九州に近づくにつれて上昇していることがわかる。この上昇により、水蒸気量が保存する一方、気温が低下(断熱冷却)することで相対湿度が上昇する。九州上空に至るまで、相対湿度が50%以下だった空気塊が70%程度まで湿潤化していることがわかる。このような流れが存在したことで、典型的な梅雨前線帯の構造をなしていなかったにもかかわらず、線状降水帯が発生しやすい条件が揃って大雨に繋がったと考えられる。

6. おわりに

線状降水帯は多様な気圧配置(図-5参照)で発生し、その発生には複数の条件⁴⁾が揃う必要がある。その条件として、①大気下層の水蒸気流入量が多いこと、②自由対流高度が低いこと、③大気中層まで湿っていること、④適度な鉛直シアが挙げられる。特に、梅雨期の九州では、それらの条件がすべて満たされることが多く、線状降水帯がしばしば発生する。大半の発生場所としては、梅雨前線の南側100~300kmの位置で、そこは梅雨前線の南縁付近にあたる。非常に湿った相当温位の高い空気塊が梅雨前線帯に流入すると容易に自由対流高度に達するためである。ただ、前線本体のように明確な強い上昇気流が存在しないため、梅雨前線帯の南縁のどのあたりに線状降水帯が発生するかを予想するのはかなり難しい。気象庁では、線状降水帯の再現性がよくなる水平解像度2kmの数値予報モデルを用いた、複数の初期値から予報するアンサンブル手法を採

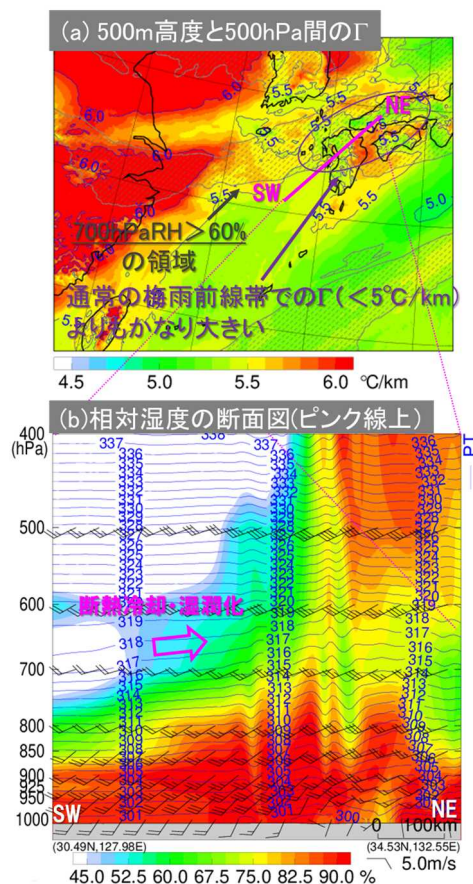


図-17 2023年7月9日21時~10日6時で平均した (a)500m高度と500hPa気圧面間の平均気温減率(Γ)の分布と (b) (a)のピンク線上の相対湿度の断面図。気象庁メソ解析から作成。

用した予測システムで線状降水帯の予測精度向上を目指している。

参考文献

- 1) 吉崎正憲, 加藤輝之: 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, 187pp, 2007.
- 2) 津口裕茂: 線状降水帯, 天気, 63, 727-729, 2016.
- 3) 加藤輝之, 集中豪雨と線状降水帯, 朝倉書店, 168pp, 2022.
- 4) Kato, T.: Quasi-stationary band-shaped precipitation systems, named "senjo-kousuitai", causing localized heavy rainfall in Japan, J. Meteor. Soc. Japan, 98, 485-509, 2020.
- 5) Hirockawa, Y., T. Kato, H. Tsuguti, and N. Seino: Identification and classification of heavy rainfall areas and their characteristic features in Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 835-857, 2020.
- 6) Hirockawa, Y., T. Kato, K. Araki, and W. Mashiko: Characteristics of an extreme rainfall event in Kyushu district, wouthwestern Japan in early July 2020, SOLA, 16, 265-270, 2020.
- 7) 加藤輝之: 湿舌, 天気, 2010.
- 8) Kato, T.: Representative Height of the Low-Level Water Vapor Field for Examining the Initiation of Moist Convection Leading to Heavy Rainfall in East Asia, J. Meteor. Soc. Japan, 96, 69-83, 2018.

- 9) Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group: 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, 2003.
- 10) Matsumoto, S. and K. Ninomiya: On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation. J. Meteor. Soc. Japan, 49, 648-662, 1971.
- 11) Kato, T.: 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, 2006.
- 12) Kato, T.: Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993, J. Meteor. Soc. Japan, 76, 97-128, 1998.

(2023. 10. 20 受付)