

豪雨のメカニズムと 水害対策

降水の観測・予測から浸水対策、
自然災害に強いまちづくりまで

第1編 降水と災害

第1章 豪雨のメカニズム

第1節 局地的大雨と集中豪雨

気象庁気象研究所 荒木 健太郎

© 2017 Kentaro ARAKI

All Rights Reserved.

「豪雨のメカニズムと水害対策 降水の観測・予測から浸水対策、自然災害に強いまちづくりまで」
(2017年2月13日 株式会社エヌ・ティー・エス 刊)

第1節 局地的大雨と集中豪雨

気象庁気象研究所 荒木 健太郎

1 「局地的大雨」と「集中豪雨」とは

近年、局地的大雨（図1）や集中豪雨（図2）による水害が社会的に注目されている。これらの大雨は発達した積乱雲によってもたらされる現象であり、低地の浸水や道路の冠水、土砂災害や河川氾濫等による災害の原因となる。本稿では、これらの大雨の基本的な性質やメカニズムについて簡単に紹介する。詳細については筆者の著書¹⁾の他、関連する文献^{2)-5) 7)}を参照いただきたい。

まず、気象庁は局地的大雨を「急に強く降り、数十分の短時間に狭い範囲に数十 mm 程度の雨量をもたらす雨」と定義している。一方、集中豪雨については正式な定義はないものの、「同じような場所で数時間にわたり強く降り、100 mm から数百 mm の雨量をもたらす雨」と説明されている。特に災害をもたらす大雨を豪雨と呼ぶことが多く、著者は災害をもたらす局地的大雨を局地豪雨と呼んでいるが¹⁾、本稿ではこれらを区別せずに局地的大雨と呼ぶこととする。これらの大雨の例を図3に示す。局地的大雨の例では、数～数十キロメートルの限られた範囲に降水強度が80 mm/hを超える大雨が関東平野のあちこちで発生しているが、降水域は限定的であり、雨の降っていない地域も多い（図3(a)）。2014年8月20日に広島市で大規模な土砂災害を引き起こした集中豪雨の事例では、3時間で200 mmを超える雨量が狭い範囲に集中して観測された（図3(b)）。

局地的大雨は、定義上は狭い範囲での短時間強雨を指すが、降水強度が一時的でも極めて大きい場合や、同じ地域で連続して同様な降水が発生した場合に



図1 局地的大雨の様子¹⁾。2013年9月3日に茨城県つくば市で発生したもの



図2 集中豪雨をもたらす雲の様子。2014年9月11日に北海道に集中豪雨をもたらした積乱雲群の一部

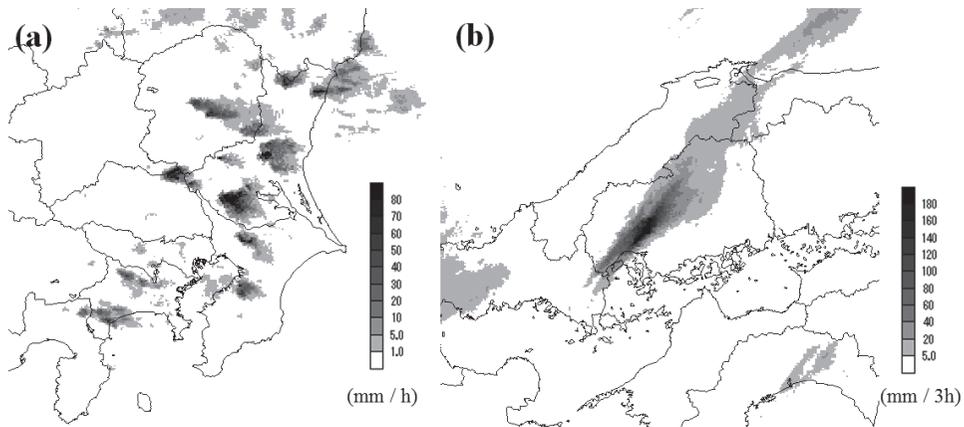


図3 (a) 2015年7月24日15:30(日本時間, 以下同様)の気象庁全国合成レーダーによる降水強度(mm/h), (b) 2014年8月20日04:00までの解析雨量による3時間積算雨量(mm/3h)

は、短時間で鉄砲水や地下を含む低地の浸水等が発生する「都市型水害」²⁾に結びつきやすい。これに対して集中豪雨では、図3(b)のように特定の地域に限定して総降水量が大きくなる大雨だけでなく、より広い範囲で100mm以上の降水量が観測されることもある。そのため、集中豪雨は土砂災害や河川の氾濫等の大規模な水害を引き起こしやすい。

2 大雨をもたらす積乱雲のしくみ

2.1 積乱雲の発達する大気の状態

ここでは、大雨をもたらす積乱雲がどのように発生するかを概観する。まず、積乱雲を作る空気塊(Air Parcel)の性質を考える。図4は、水蒸気を含む湿潤な空気塊を表すパーセルくん¹⁾が断熱的に持ち上げられる様子である。パーセルくんは温度が高いほど多くの水蒸気を含むことができるという特徴がある。彼を上空に持ち上げると、上空ほど気圧が低いために身体が膨張(断熱膨張)し、その際に行う仕事量に相当する熱が失われるために温度が下がる(断熱冷却)。すると、彼の含むことのできる水蒸気量が限界に達し(飽和)、溢れた水蒸気は凝結して雲を形成する。

ここで、水の状態が変化(相変化)する際には、周囲の空気と熱(潜熱)のやり取りが行われる。水蒸気(気体)から水(液体)や氷(固体)に変化する際には潜熱放出によって周囲の空気は加熱され、逆の場合は冷却される。未飽和の空気塊を持ち上げる場合には約1℃/100mの割合(乾燥断熱減率)で温度が下がるが、飽和していれば凝結を伴うために温度低下の割合(湿潤断熱減率)は小さくなる。実際、日本付近での平均的な湿潤

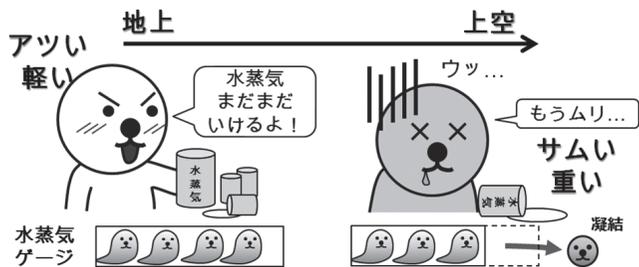


図4 空気塊が断熱変化に伴って飽和する様子¹⁾

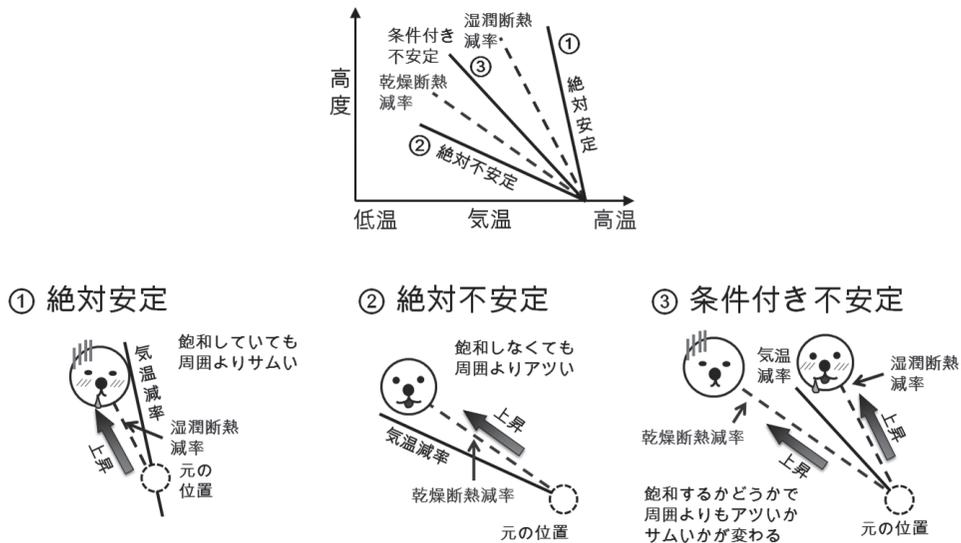


図5 周囲の空気の気温減率による安定度の違い¹⁾

断熱減率は約 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ であることがわかっている。

周囲の空気の気温と同じ温度の空気塊を持ち上げた後の空気塊の鉛直運動は、周囲の空気の気温減率に左右される(図5)。周囲の気温減率が湿潤断熱減率より小さい場合、飽和した空気塊を持ち上げても空気塊は周囲よりも温度が低くなるため、相対的に重い状態になって鉛直下向き(負)の浮力がかかる(絶対安定、図5①)。一方、周囲の気温減率が乾燥断熱減率よりも小さければ、未飽和の空気塊を持ち上げても周囲より気温が高く、相対的に軽くなるために鉛直上向き(正)の浮力がかかって空気塊は自発的に上昇する(絶対不安定、図5②)。気温減率が湿潤断熱減率より大きく乾燥断熱減率より小さい場合、空気塊が飽和すれば不安定だが、未飽和であれば安定である(図5③)。暖候期の日本付近はこのような状態であることが多く、これは条件付き不安定と呼ばれる。

条件付き不安定の大气中で、積乱雲が発生する際の空気塊の運動を考える(図6)。未飽和の空気塊を大气下層から持ち上げたとき、空気塊は乾燥断熱減率で温度が低下し、ある高さで空気塊は飽和して凝結が始まる。この高さを持ち上げ凝結高度と呼び、雲底高度とほぼ対応する。さらに空気塊を持ち上げると、空気塊は湿潤断熱減率で温度が下がり、ある高さを超えると周囲の気温より温度が高くなる。この高さを自由対流高度と呼び、この上空では空気塊は外部からの持ち上げメカニズムなしに自発的に上昇できる。空気塊がさらに上昇すると、ある高さで空気塊の温度が周囲の気温よりも低くなってそれ以上は上昇できなくなる。この高さは平衡高度(中立高度、浮力ゼロ高度)と呼ばれ、概ね雲頂高度に対応する。

積乱雲の発達する暖候期では、平衡高度は対流圏界面(高度十数キロメートル)であることが多い。また、上空に寒気が流入したり、大气下層に温かく湿った空気が流入すると、平衡高度が上昇するとともに持ち上げ凝結高度と自由対流高度が低下し、わずかな持ち上げメカニズム(3参照)でも積乱雲が発生・発達可能な不安定な大气の状態となる¹⁾。

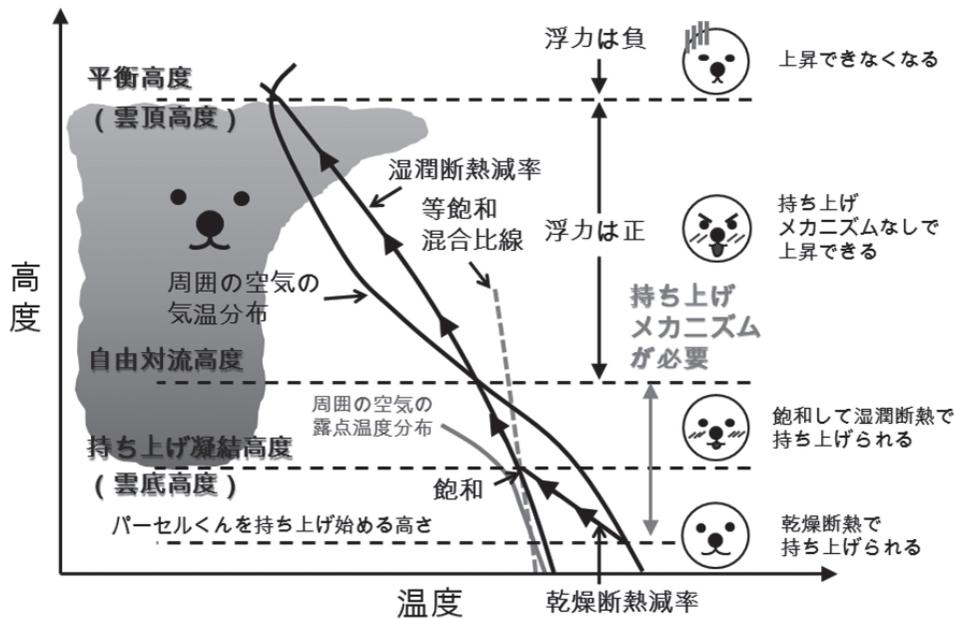


図6 積乱雲が発生する際の空気塊の運動¹⁾

2.2 積乱雲の中で起こっていること

雲は小さな水滴や氷粒子の集合体であり、これらの粒子が可視光を散乱したものを私たちは雲として認識している。ここでは、積乱雲の中でこれらの雲粒子がどのように相互作用して雨をもたらすかを考える(図7)。

雲を0℃より気温の高い層と低い層で分けて考えると、それぞれ液体の雲粒子による「暖かい雲」と固体の雲粒子を含む「冷たい雲」と呼べる。暖かい雲では、水蒸気が雲核形成によって雲粒となり、周囲の水蒸気を取り込む凝結成長によって大きくなる。大きくなった粒子は自身

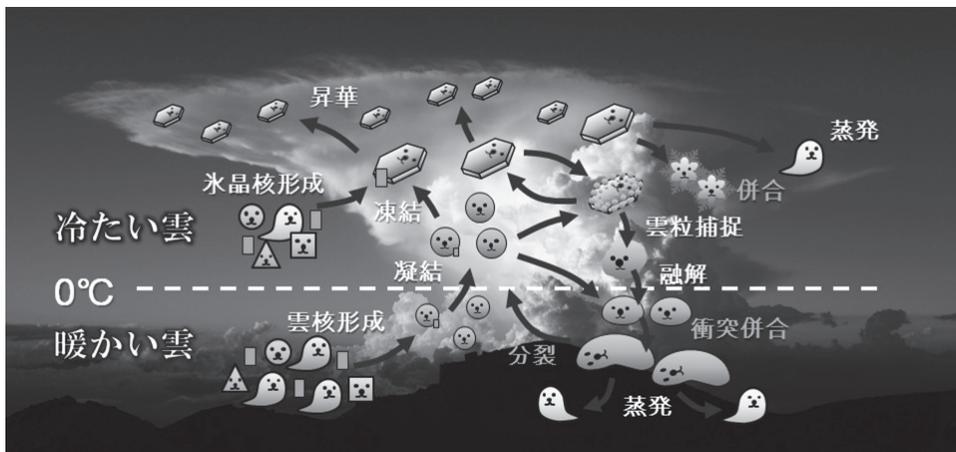


図7 積乱雲の雲物理過程。各過程の名称の色は、白(灰色)が相変化を伴う(伴わない)ものを意味する¹⁾

の重さで落下するようになり、大きさの異なる雲粒と衝突・併合して雨粒を形成する（衝突併合成長）。冷たい雲では、水蒸気からの氷晶核形成や雲粒の凍結によって氷晶が発生する。氷晶が周囲の水蒸気を取り込んで大きくなり（昇華成長）、落下するようになると、氷晶同士が併合して雪片を形成したり（併合成長）、雲内に0℃以下で存在している雲粒（過冷却雲粒）を捕捉して霰を形成する（雲粒捕捉成長）。これらの降雪粒子が0℃高度より下層に落下すると融解して雨粒になり、衝突併合成長等を経て地上に落下する。日本付近の降水の大部分はこのような冷たい雲のプロセスが関わっていると考えられている。

2.3 積乱雲の一生

次に、積乱雲の時間発展について紹介する。ここでは、高度方向の風の変化（鉛直シア）が小さく、不安定な大気の状態に孤立して発生する積乱雲を考える（図8）。

まず、積乱雲の発達期では、何らかの持ち上げメカニズムによって大気下層で上昇流が発生し、持ち上げ凝結高度を超えた空気が飽和して雲が形成される。この上昇流によって自由対流高度を超えた空気塊は積乱雲中で強い上昇流を作り、雲粒子は成長して落下し始める。成熟期では積乱雲の雲頂は平衡高度まで達し、落下する降水粒子の昇華・融解・蒸発による潜熱吸収で冷却されて重くなった空気が下降流を作る。この下降流は、降水粒子が周囲の空気を引きずりながら落下すること（ローディング）によっても強化される。この下降流は積乱雲中の上昇流を打ち消し、積乱雲の衰退期では下降流が支配的になる。すると、積乱雲内部への水蒸気供給が断たれ、積乱雲は衰弱してその一生を終える。地上での大雨は、積乱雲の成熟期から衰退期にかけて発生する。積乱雲の水平スケールは数～数十キロメートルで、寿命は約1時間である。ひとつの積乱雲が地上にもたらす雨量はせいぜい数十ミリメートル程度と言われている。

積乱雲内の下降流は地上に達して水平方向に広がるが、この冷たく重い空気の流れ（冷気外出流）の風速とその時間変化率がある程度大きいものはガストと呼ばれる。ガストと周囲の空気との境界をガストフロントと呼び、ガストフロント上で持ち上げられた空気塊が新たな積乱雲を発生させることもある。

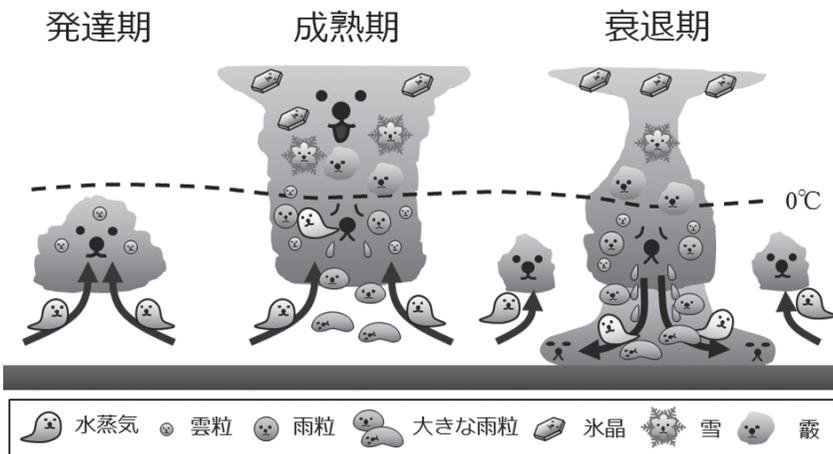


図8 孤立した積乱雲の一生¹⁾

3 局地的大雨のしくみ

局地的大雨は「ゲリラ豪雨」と呼ばれることがある。ゲリラ豪雨は局地的に突然発生し、予測が困難であり、災害をもたらし得る大雨のことを指すが¹⁾、世間では予測可能かどうかや災害をもたらすかどうかに関係なく、並みの雨でもゲリラ豪雨と呼んでいる傾向がある。ここでは、局地的大雨がなぜ局地的に突然発生するかについて述べる。

積乱雲が発生・発達するためには、大気の状態が不安定な環境で、下層の空気塊が自由対流高度より上空まで持ち上げられる必要がある。これは対流の起

爆 (CI: Convection Initiation) と呼ばれ、局地的大雨発生に必要不可欠なメカニズムである。特に予測の難しい局地的大雨は、地上天気図に現れる低気圧や前線等の時空間スケールの大きな持ち上げメカニズムが存在しない環境で発生する。CIを引き起こす持ち上げメカニズムには、ガストフロント、暖候期の静穏日の日中に海陸の温度差によって生じる局地循環が関係する海風前線等、局地的に形成された前線 (局地前線) が特に重要である。

2009年8月9日の地上気象観測結果とレーダー観測結果を図9に示す。この日、千葉市で3時間積算雨量が150mmを超える局地的大雨が発生し、低地の浸水被害が引き起こされた。この事例では、大雨をもたらした積乱雲群が発生する前の環境場として、東京湾沿いに形成された海風前線と、茨城沖からの冷たい北東風と太平洋からの南東風が収束する局地前線 (千葉市ライン) が千葉市付近で交差しており、トリプルポイントと呼ばれる3つ以上の性質の異なる空気がぶつかる環境が存在していた⁶⁾。このトリプルポイントはCIが起こる1時間半以上前から千葉市付近に形成されており、上昇流が強くCIの起こりやすい環境である。このようなごく局地的な持ち上げメカニズムがCIを引き起こし、局地的大雨を発生・発達させることが多い。

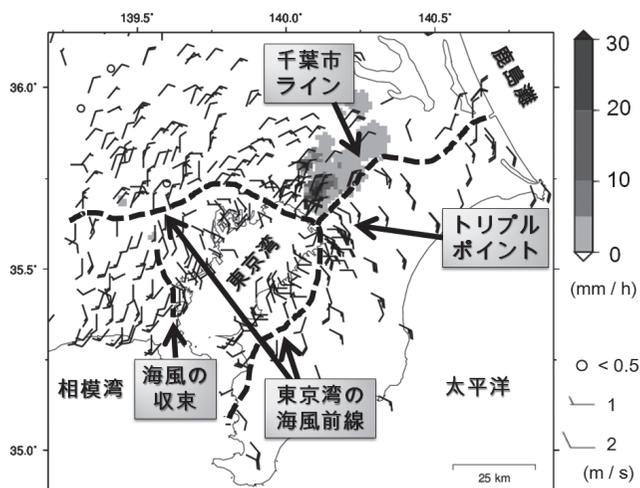


図9 2009年8月9日に関東平野で局地的大雨を引き起こしたトリプルポイント。矢羽は気象庁アメダスと環境省大気汚染物質広域監視システム「そらまめ君」で観測された地上風。塗り分けは気象庁全国合成レーダーによる降水強度 (mm/h)^{1) 6)}

4 集中豪雨のしくみ

4.1 線状降水帯による集中豪雨

ひとつの積乱雲の寿命は約1時間で、数十ミリメートル程度の雨量をもたらすことから、集中豪雨が発生するためには複数の積乱雲が組織化することが必要である。孤立した積乱雲が組織化するかどうかは、鉛直シアの強さによって決まる (図10)。鉛直シアのない環境では、冷氣外出流による周囲の空気の持ち上げが弱く、新たな積乱雲は発生しないため組織化できない。鉛直シアがある程度大きければ、冷氣外出流にぶつかる下層空気の水蒸気供給が持続するため、

新たな積乱雲が古い積乱雲の近傍で発生し、組織化が可能である。一方、鉛直シアが大きすぎると、古い積乱雲自身が風に流されてしまい、新たに発生する積乱雲と離れてしまうため、組織化できなくなる。

このように適度な鉛直シアの存在する環境下で組織化した積乱雲群は、しばしば線状降水帯と呼ばれる降水システムを形成する。線状降水帯の形態は、スコールライン型、バックビルディング型、バックアンドサイドビルディング型の3つに大きく分類でき¹⁾⁷⁾、それぞれの降水

システム内で下層風と中層風の気流構造に違いが見られる(図11)。スコールライン型は移動速度が大きく、短時間強雨や突風の原因にはなるものの集中豪雨はもたらさない。一方、バックビルディング型とバックアンドサイドビルディング型では線状降水帯の移動速度が小さく、古い積乱雲(降水セル)に対して下層風の風上側で新たな積乱雲が発生し続ける。そのため、これらの型の線状降水帯は、特定の地域での降水量を増大させ、集中豪雨をもたらす典型的な降水システムである。

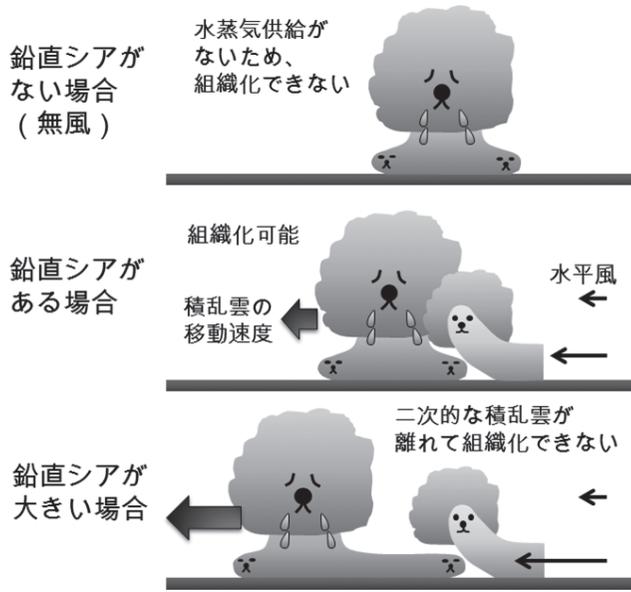


図10 鉛直シアと積乱雲の組織化の関係¹⁾

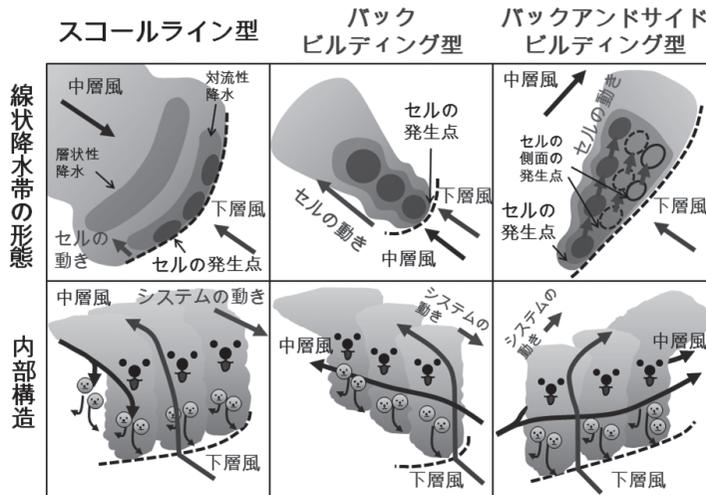


図11 典型的な線状降水帯の形態と内部構造¹⁾⁷⁾

4.2 地形による降水の集中

線状降水帯は狭い範囲での集中豪雨を引き起こす典型的な降水システムであるが、台風接近時など、多量の下層水蒸気が供給され続ける環境場では、地形性の集中豪雨が発生する。図12は2011年の台風第12号が四国に上陸し、日本海に移動していくまでの7日間の気象庁アメダスによる総降水量分布である。南アルプスや四国の山地の南東斜面では総降水量が600mmに達し、紀伊半島では1,000mmを超える豪雨となった。特に、奈良県では1,800mmを超える雨量が観測され、多くの地域で土砂災害や河川の氾濫が発生した。台風がこれらの山地の西側を北上する場合等に、このような地形性豪雨が発生する。

地形性豪雨の発生メカニズムには、山地における下層空気の強制上昇に加えて、積乱雲が変質して効率的に大きな雨粒が成長できるようになることが重要である¹⁾。まず、海上の積乱雲が陸上に流入する際、地上付近での摩擦により下層風が弱まり、水平方向に風が収束することで上昇流が発生する(図13)。これにより積乱雲が発達するだけでなく、下層風が弱まったことで雨粒が雲の前方に落下できるようになる。このため、冷気外流出が風上側に流れ、下層風と収束することでも上昇流が発生して積乱雲が発達する。積乱雲が山地斜面に近付くと、斜面

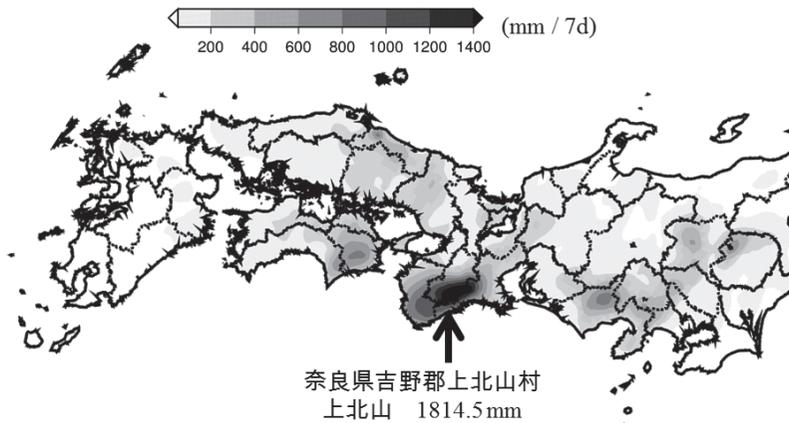


図12 2011年8月30日から9月5日の7日間の総降水量¹⁾

を滑昇する空気による上昇流の影響も受け、下層で雲粒が成長する。すると、発達した積乱雲の上中層の雲から落下する降水粒子が下層の雲粒を効率的に捕捉できるようになり、山地での降水効率が上がる。このような増雨効果は、上中層の雲が種をまく雲(Seeder)、下層の雲が種をまかれる雲(Feeder)として働くことから、Seeder-Feeder

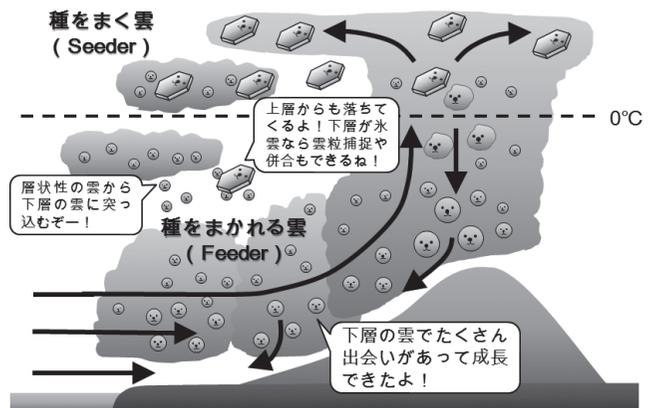


図13 地形性豪雨時の Seeder-Feeder メカニズム¹⁾

メカニズムと呼ばれている。地形性豪雨による降水の集中には、これらのメカニズムが必要不可欠である。

5 豪雨の発生前予測

5.1 局地的大雨の予測可能性

すでに発生している積乱雲の移動や盛衰予測にはナウキャスト（[第1編第3章第1節]）、積乱雲の発生前予測には数値予報が用いられる（[第1編第3章第2節]）。数値予報は、観測データをもとに現実的な大気場を作成（データ同化）し、これを初期値として大気の運動方程式を数値的に解くことで、将来の大気の状態を予測する手法である。このとき、実験・観測から明らかになっているさまざまな物理過程が組み込まれた方程式系（数値予報モデル）が用いられる。気象庁では全球モデル（GSM、水平解像度 20 km）、メソモデル（MSM、5 km）、局地モデル（LFM、2 km）による数値予報を行っており、局地的大雨の発生前予測には LFM が有効であることが多い。

ただし、局地的大雨をもたらす積乱雲は水平スケールが数キロメートルであることから、LFM でも積乱雲内の詳細な構造を表現できるわけではない。また、データ同化に用いられる観測データで CI を引き起こす局地前線等が捉えられていない場合等は、特に局地的大雨の発生前予測が難しい。LFM の運用前であった 2009 年 8 月 9 日に関東平野で発生した局地的大雨も、当時の MSM では全く予測できなかった。この事例では、気象庁アメダスと環境省大気汚染物質広域監視システム「そらまめ君」による高密度地上気象観測から CI にトリプルポイントが重要であることが明らかになっているので（図 9）、これらの観測値をデータ同化に用いた局地的大雨の発生前予測実験（水平解像度 2 km）を行った（図 14）⁶⁾。地上気象観測をデータ同化しない実験では局地的大雨は全く再現できなかったが、アメダスの風、気温を同化した実験では一部の大雨を再現できた。さらに、アメダスよりも高密度なそらまめ君の風、気温、相対湿度をデータ同化に用いることで、千葉市や東京都の局地的大雨を高精度に再現することができた。これは、高密度地上気象観測のデータ同化により、CI とその後の積乱雲群の維持に必要な詳細な下層収束と気温、水蒸気分布を初期値に表現できたためである。

近年では、このように新しい観測データを同化する技術開発や、高分解能な数値予報モデルを用いた局地的大雨の予測研究が進められている。しかし、局地的大雨をもたらす積乱雲の発生・発達メカニズムは多様であ

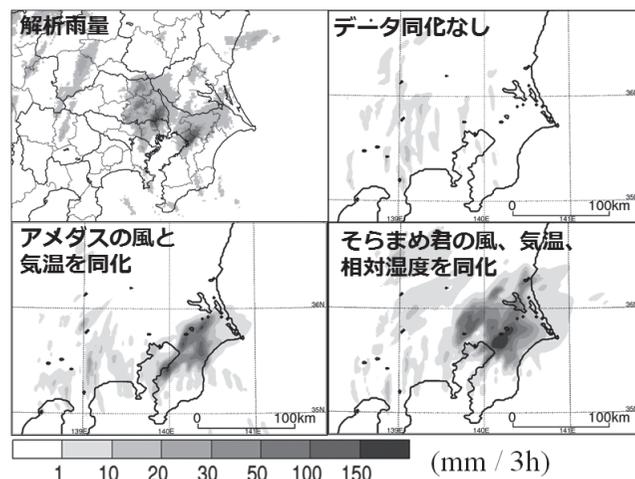


図 14 高密度地上観測値のデータ同化を用いた局地的大雨の発生前予測実験^{1) 6)}。解析雨量と各実験結果の 3 時間積算雨量の比較

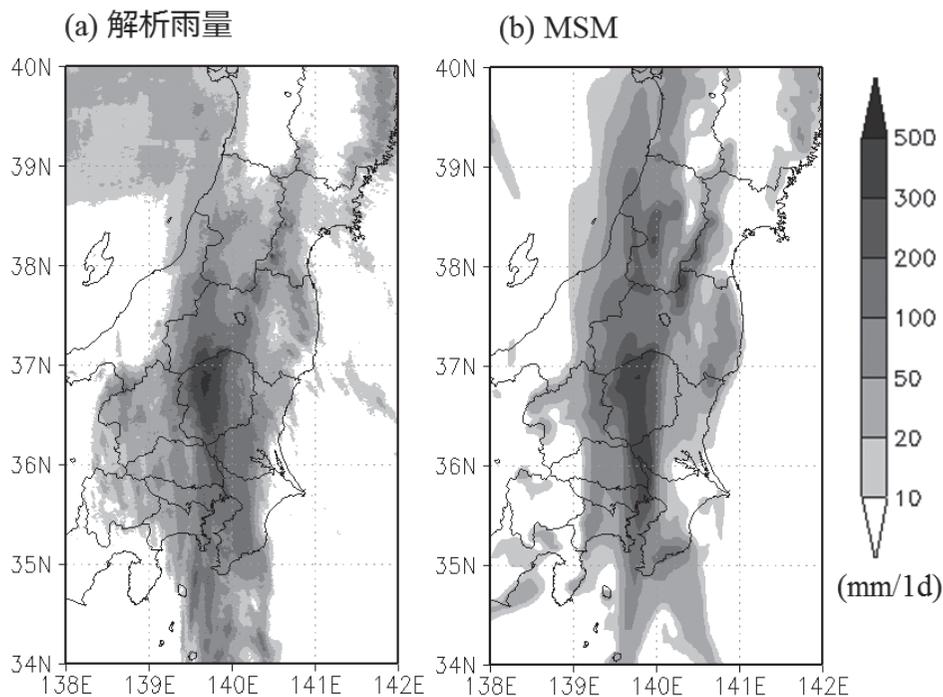
り、未解明なプロセスも多い。そのため、高分解能な気象レーダを用いた積乱雲の観測研究も進められており、今後の進展が期待される。

5.2 集中豪雨の予測可能性

低気圧や台風、前線等の時空間スケールの大きな現象は、大雨をもたらす個々の積乱雲に比べれば精度良く予測することができることが多い。これらの現象の位置等が発生要因として重要である台風接近時の地形性豪雨や、梅雨前線に伴う集中豪雨についても、ある程度は発生前の予測が可能である。

鬼怒川の決壊により大規模な水害の発生した「平成 27 年 9 月関東・東北豪雨」は、日本海に台風第 18 号から変わった低気圧、太平洋上の台風第 17 号が存在する環境下で発生した。関東地方から東北地方では、低気圧や台風に伴う大気下層の温かく湿った空気による南東から南寄りの風が持続し、多数の線状降水帯が近接して発生して集中豪雨をもたらしたと報告されている⁹⁾。集中豪雨の期間を含む 2015 年 9 月 10 日 12:00 までの 24 時間積算雨量は、栃木県の一部で 600 mm を超えており、降水量の大きい地域が南北に線状にのびている (図 15 (a))。同じ期間の MSM による降水量予測では、降水量の最大値は約 500 mm と実際よりは過小ではあるものの、観測に近い降水分布が 1 日以上前から予測できていた (図 15 (b))。

このように、集中豪雨は局地的大雨に比べて時空間スケールが大きいため、積乱雲の発生し続ける大気場が上手く表現できれば、数値予報モデルによる発生前予測が上手くいくことがあ



※口絵参照

図 15 2015 年 9 月 10 日 12:00 までの 24 時間積算雨量 (mm)。(a) 解析雨量, (b) 9 日 00:00 初期時刻の MSM による降水量予測結果

る。ただし、降水量の量的予測の精度は不十分であり、Seeder-Feeder メカニズム等の雲物理過程を正確に表現することのできる数値予報モデルの開発が必要である。また、集中豪雨のメカニズムは事例によって異なり、2014年8月20日の広島市での集中豪雨をはじめ、十分なリードタイムを確保した発生前予測の難しい集中豪雨も存在する。このため、事例解析を重ねて日本付近で発生する集中豪雨の実態把握をしていくことが望まれる。

6 水害をもたらす豪雨といかに向き合うか

水害をもたらす局地的大雨や集中豪雨は、積乱雲によってもたらされるという点では同じであるが、その時空間スケールの違いにより水害の種類や規模も大きく異なる。また、局地的大雨は特に時空間スケールの小さい現象であり、発生前予測の難しいことが現状では多い。そのため、レーダ観測技術を用いた積乱雲の早期探知、ナウキャストによる積乱雲の運動学的予測が、局地的大雨を「ゲリラ豪雨」ではなく「ただの通り雨」にするためには重要であろう。また、局地的大雨や集中豪雨は多様であり、詳細なCIプロセスや積乱雲群の維持メカニズムの解明等、解決すべき課題は多いのが現状である。これらの豪雨の高精度な発生前予測には数値予報モデルやデータ同化技術の高度化が必要不可欠であるが、そのためには最新のレーダ観測技術や降水粒子観測等を駆使し、豪雨をもたらす積乱雲の中で実際に何が起こっており、数値予報モデルに何が不足しているのかを精査する必要がある。

局地的大雨や集中豪雨は日本国内のどのような地域でも発生する可能性がある。そのため、それぞれの地域でこれまでに経験したことがない豪雨に対して、どのようなハード・ソフト対策をすべきかを精査しなければならない。一方、観測や予測結果に基づく防災気象情報の精度が向上したとしても、その情報の意味する「災害発生の危険性」が国民に上手く伝わらなかったり、伝わったとしても避難行動に結びつかなければ、災害が発生し得る。このような防災気象情報の伝達の観点でも検討の余地がある（コラム「気象キャスターからのひとこと②」参照）。また、防災気象情報の利活用を含め、局地的大雨や集中豪雨が発生しても身を守ることのできる気象防災教育を充実させる必要がある。

文 献

- 1) 荒木健太郎：雲の中では何が起きているのか、ベレ出版，343（2014）。
- 2) 三隅良平：気象災害を科学する，ベレ出版，271（2014）。
- 3) 小倉義光：日本の天気 その多様性とメカニズム，東京大学出版会，403（2015）。
- 4) 大野久雄：雷雨とメソ気象，東京堂出版，309（2001）。
- 5) 吉崎正憲，加藤輝之：豪雨・豪雪の気象学，朝倉書店，187（2007）。
- 6) K. Araki et al. : *WMO CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **45**, 1.07（2015）。
- 7) 瀬古弘：気象庁研究時報，**62**, 1（2010）。
- 8) R. A. Houze Jr. : *Reviews of Geophysics*, **50**, RG1001（2012）。
- 9) 気象庁気象研究所：報道発表資料（2015）。