

2014 年度（第 50 回）水工学に関する夏期研修会講義集

水工学シリーズ 14-A-8

集中豪雨のリアルタイム観測・予測技術

京都大学 教授

中北英一

土木学会

水工学委員会・海岸工学委員会

2014 年 8 月

集中豪雨のリアルタイム観測・予測技術

Real-time observations and predictions of localized heavy rainfall

中 北 英 一

Eiichi Nakakita

1. はじめに

ここ何年にもわたりゲリラ豪雨,そして梅雨前線・台風等による集中豪雨・大規模豪雨による鉄砲水・斜面崩壊,内水や超水氾濫による災害が生じ,以前にも増して社会の注意が払われるようになってきている.その注目の大きな理由は,最近あまり経験してこなかったと社会が考える規模や形態の豪雨や出水が生じていることと,10数年前からようやく防災関係者に認識されつつある地球温暖化,それによる影響ではないかと社会一般でも思うようになって来ていること,一側面であるが,これらにあると考えることができる.

確かに,2011年の台風12号がもたらした長く続く豪雨による十津川流域の一連の深層崩壊や熊野川下流部での出水は希な現象であり,2013年の台風18号が桂川・宇治川・木津川上流域にもたらした地形性豪雨は3川同時という意味では希で,個々のダム諸元ぎりぎりの連携操作が実施されたと聞く.一方,梅雨期の集中豪雨では,1957年の諫早豪雨,1982年の長崎豪雨から,1993年の鹿児島豪雨,2003年の水俣豪雨,2012年の九州中・北部豪雨など九州での集中豪雨の頻度は高いが,日本海側での集中豪雨も目立つようになってきている.1972年,1983年の山陰豪雨が有名であるが,約20年を経て2004年の新潟・福島豪雨や福井豪雨,2005年の関川・姫川豪雨,2008年の石川豪雨,2012年の新潟・福島豪雨や2013年の山口・島根豪雨などその生起が目立つようになってきている.また,梅雨明け後に単独の積乱雲によってもたらされるゲリラ豪雨災害(鉄砲水災害)が2008年に神戸市の都賀川や東京都豊島区の下水道で生じて以来,都市域におけるゲリラ豪雨災害への社会の関心が急速に高まり現在に至っている.

2. 災害をもたらす豪雨

では災害をもたらす豪雨として,台風や低気圧による豪雨,梅雨時その他の集中豪雨,そしてゲリラ豪雨とよばれる局地的集中豪雨とではどこが違うのだろうか?図-1に示すように,台風による豪雨は1000km四方の広がりですべて1日~数日の継続時間を持つので,数1000km²より大きな流域をもつ河川でも洪水をもたらす危険性があり,大規模水害の想定対象でもある.もちろん土砂災害も生起する.一方,梅雨時の通常の集中豪雨は,100km程度の長さで10~20kmの幅をもち,6時間~半日程度継続するの

で,流域面積が100km²オーダーまでの流域面積をもつ中・小河川および内水氾濫が問題となる.台風による豪雨と同様に土砂災害も生起する.ゲリラ豪雨は10km四方の広がりですべて1時間以下の継続時間であるから10km²程度の小河川や下水道内での鉄砲水,都市内水氾濫が問題となる.

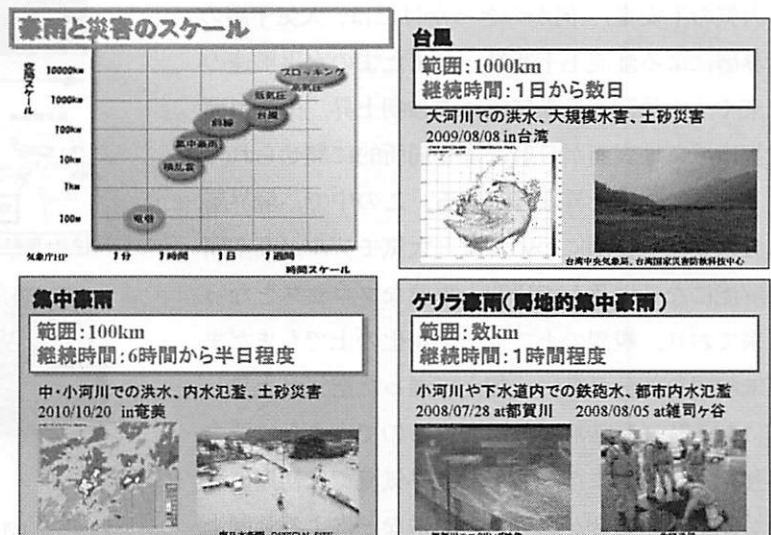


図-1 災害をもたらす豪雨

1. で述べたように、2008 年の 7 月末、8 月初めの神戸都賀川や東京雑司ヶ谷の下水道管での災害はゲリラ豪雨災害によってもたらされたものである。2010 年 7 月初めに東京都北区での洪水・内水氾濫をもたらしただのもどちらかといえばゲリラ豪雨によるものとレーダー画像から推察している。一方、2008 年の岡崎洪水災害、浅野川の洪水・土砂災害や 2009 年の佐用町洪水災害は集中豪雨によってもたらされている。2004 年の新潟・福島豪雨災害や福井豪雨災害も通常の集中豪雨災害であり、2010 年 7 月の中国地方や岐阜での災害もまたそうである。

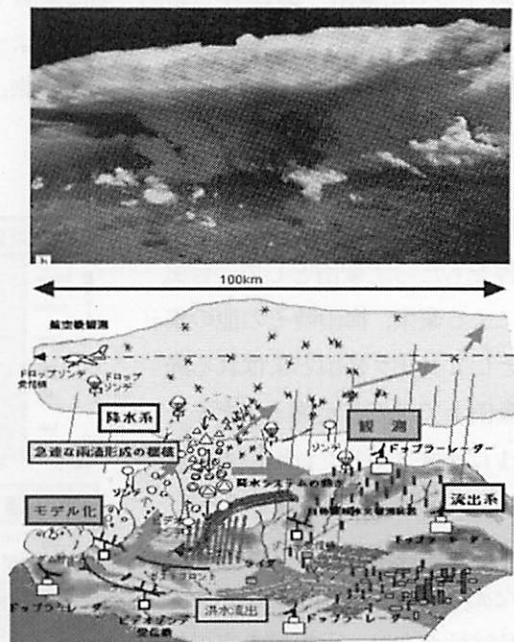
3. 集中豪雨とは？

「ゲリラ豪雨」も「通常の集中豪雨」も積乱雲によってもたらされる。「大気が不安定」な時に発生し、縦方向のはるか上空まで発達し、何 10 万トンという水を上空に発生・蓄積させ、やがてはそれらを落して地上に豪雨をもたらす。いわば、大気の破壊現象である。図・2 に示すように、典型的な集中豪雨では、最初に発生し移動しながら発達する積乱雲のすぐ後ろに繰り返し新たな積乱雲が発生し、赤ちゃん・幼稚園児・小中学生・高校生・大人の積乱雲による家族が形成される。一つの積乱雲の寿命は高々 30 分～1 時間程度だが、積乱雲の家族が一旦形成されるとその家族は 6 時間以上の長きにわたり持続されるので、6 時間～半日程度という長い時間の豪雨をもたらす。気象レーダーでは徐々にその家族が近づいてくるのがわかる。一方、ゲリラ豪雨は積乱雲の家族とは別に、晴れている中でも突然に単独の積乱雲が発生し急激に成長する。家族が形成されだすときの最初の赤ちゃん雲の発生と同じで、突然発生し、かつ急激に発達するので気づきにくく、レーダーでも予測が難しい。

以下、図・2 に示す後方形成型の線状対流系と呼ばれる幼児期から成熟期にわたるいくつかの積乱雲群によって形成されている典型的な降水システムの例を示すとともに、ゲリラ豪雨（局所的集中豪雨）についても概述する。

3.1 集中豪雨のきっかけ

上空に寒気、下層に湿潤な暖気がある場合、下層の大気が軽く上層は重いという、大気が（鉛直方向に）不安定な状況になる。このような状態の時は、何かのきっかけで、上昇気流が生起すると、さらに浮力が働いて上昇気流が加速される（微小変動による大気の不安定）。何かのきっかけには、大気下層の境界層による乱流上下運動、たまたまの水平風速の収束や、山岳による大気流れの強制上昇、山岳斜面や都市域で地表面が日射により局所的に熱せられて生じる熱的強制上昇などがある。この中で、境界層乱流の果たす役割については、大気モデルが高空間分解能になるに及んで研究上重要なプロセスとなって来ており、観測の上でもモデル化の上でもまだまだ未解明な部分が多い。加えて湿った空気が上昇し雲になる時に凝結熱が放出されるので、さらに浮力が強化される。また、微小な上昇気流では初期に浮力が働かない場合があるが、山岳などによる強制上昇とそれに伴う雲形成・凝結熱放出により上昇気流が周囲より暖かく（軽く）なる場合（潜在不安定）も浮力が働く。



図・2 集中豪雨時の降水システム

3.2 集中豪雨の成長・維持機構

成長・維持機構にはこの積乱雲に関するミクロなものと、積乱雲群によって形成される降水システム全体に関する

るマクロなものがある。ミクロなものには、前述した上昇する水蒸気の凝結による熱的なもの、すなわち浮力が重要だが、渦の果たす役割も大きい。たとえば、水平風が上昇風になるとき、もともと下層における（水平風の鉛直）シアーによって生起していた水平軸を持つ渦管が持ち上げられ、鉛直方向に軸を持つ渦管になる。渦度の保存によりこの立ち上がった渦管は勢力を維持する。すなわち、鉛直軸周りに渦巻きながら上昇流を保持し、積乱雲の成長・維持に大きな役割を果たす。（たとえば、この渦度の存在を、6. に示すゲリラ豪雨の危険性予測では利用している。）

もう一つ重要なミクロな過程がある。降水粒子（雨滴や、氷粒、あられ、雹、雪の粒など、降ってくる水物質の総称）の形成過程、いわゆる雲物理過程も重要である。上昇気流により“もくもく”と成長する積乱雲の中で急激に大きな降水粒子が形成され、これらが上昇気流によって支えきれなくなる程重くなったり、上昇気流の位置がずれたりすると、上層の乾いた冷たい空気を引きずりおろし（下降流を形成し）ながら、地上に豪雨をもたらす。

次に降水システムのマクロな維持機構を図-2 を用いて概述する。これまで述べてきたように、大気が不安定であると何かのきっかけで上昇気流が発生し、水蒸気の凝結によって上昇気流が強化され、凝結した水蒸気は雲になり降水粒子に急激に発達する。上空で蓄積された降水粒子は、やがて下降気流を伴って地上に豪雨をもたらす。この下降気流は乾燥した冷氣であり、これが地表面にぶつかると四方八方に広がる。ところが下層には湿った暖気が充満しており、下降流との間に小規模な前線（ガストフロント（陣風前線））が形成される。これは密度流（重力流）の一種である。この重力流の先端では突風（ガスト）が吹く。このガストフロントは上昇流をもたらす。すなわち、3.1 で述べた「きっかけ」となり、再び積乱雲を生起させる。積乱雲が成熟して豪雨をもたらしたかと思うと、すぐに新たな積乱雲が生まれ、赤ちゃん、小・中学生、高校生、大人の積乱雲が家族のように並列する。これは自己組織化とよばれ、自己組織化している全体を見ると、上昇気流と下降流によってうまく組織（システム）を維持する機構が形成されている。個々の積乱雲の寿命は1時間もないが、家族のように自己組織化されることにより、個々の積乱雲の寿命よりも遙かに長い時間（6時間以上）豪雨をもたらす降水システムが形成・維持されることになる。この降水システムの動き（移流と擾乱としての伝播）によっては、常に同じところで赤ちゃん雲が発生し、大人の積乱雲が豪雨をもたらすことがあり、長時間継続する集中豪雨となる。

一方、都賀川災害をもたらしたゲリラ豪雨は、組織化した降水システムと少し離れたところに単独の積乱雲が急激に発生し発達したものである。したがって、もともと予測が難しい集中豪雨よりもさらに予測が難しい。

以上のように、集中豪雨とは、力学、熱力学、雲物理学が絡んでおり、まだまだ予測の難しい対象である。一番予測が難しいのは、豪雨のきっかけ、すなわち最初の赤ちゃん雲がどこで生起するのかである。ゲリラ豪雨の発生予測でも同じである。

4. 気象レーダーによるモニタリング

4.1 気象レーダーと3次元観測

図-3 は、空間的に比較的規模の大きい通常の集中豪雨を国土交通省の気象レーダーが観測した例を示している。すなわち、赤城山レーダ雨量計によって観測された1998年8月27日に生起した那須豪雨のレーダー受信電力値の3次元空間分布を

立体的に示したものである。3. で概述した線状対流系の降水システムが観測されている。図中に示すように、気象レーダーとはアンテナから発射する電波が降水粒子にあたって後方散乱（反射）して返ってくる電波を同じアンテナで受信して、受信電波の強弱で降水強度を測るレーダーである。また、現業用レーダーではアンテナを定仰角で横に回転させて、できるだけ低い高度の降水強度の水平分布を時々刻々観測する。アンテナの仰角も様々に変えることによって立体的（3次元）に観測することができる。どこから返ってきた反射電波かは、アンテナの向

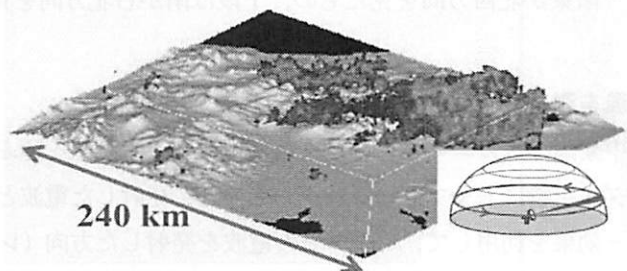


図-3 気象レーダーによる集中豪雨の立体構造の観測事例
(国交省赤城山レーダ雨量計による那須豪雨観測事例)

きと発射した電波がアンテナに帰ってくるまでの時間で特定される。集中豪雨やゲリラ豪雨は鉛直方向に伸びる積乱雲によってもたらされるので、この立体観測はモニタリングという意味でも予測という意味でも重要である。

次に、図-4、図-5は、国土交通省深山レーダ雨量計によって7.5分ごとに観測された2008年の都賀川ゲリラ豪雨、2006年の豊中ゲリラ豪雨を3次元的に示したものである。積乱雲の発生直後、上空の高度5~7kmでのみ降水粒子が形成し始めている段階（ゲリラ豪雨のタマゴ）からの状況を立体観測レーダーでは捉えることのできることを示している²⁾⁵⁾。これは、ゲリラ豪雨の早期探知や後述する大気モデルを用いた降雨予測にも重要情報となる。

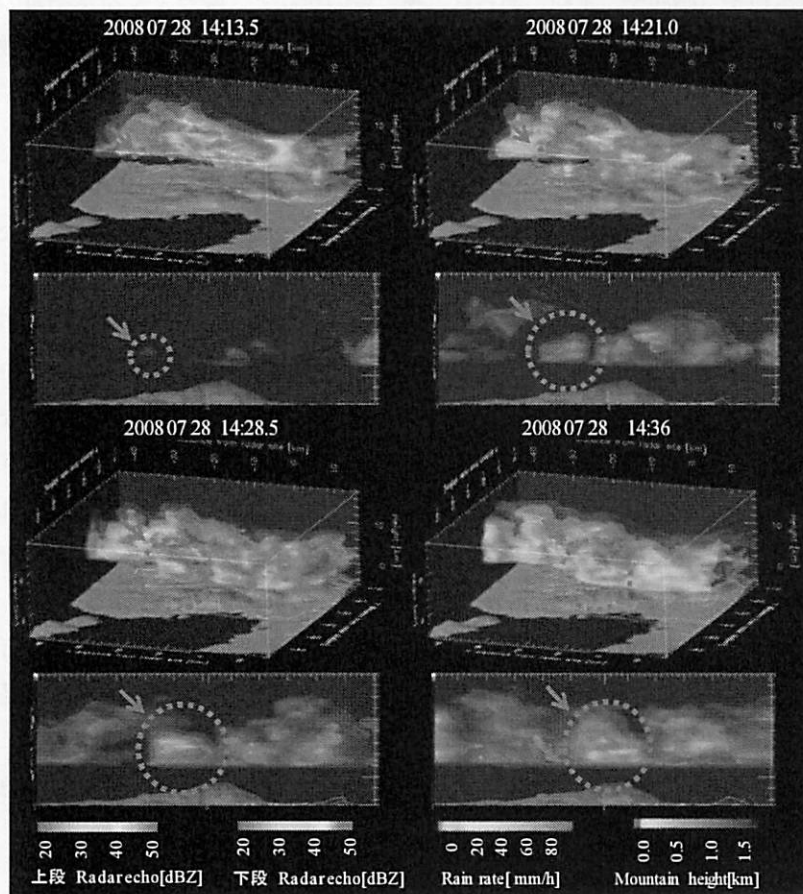


図-4 都賀川豪雨時の深山レーダー立体観測画像。時刻毎に上段は南東か北西方向を見たもの、下段は南から北方向を見たもの²⁾⁵⁾。

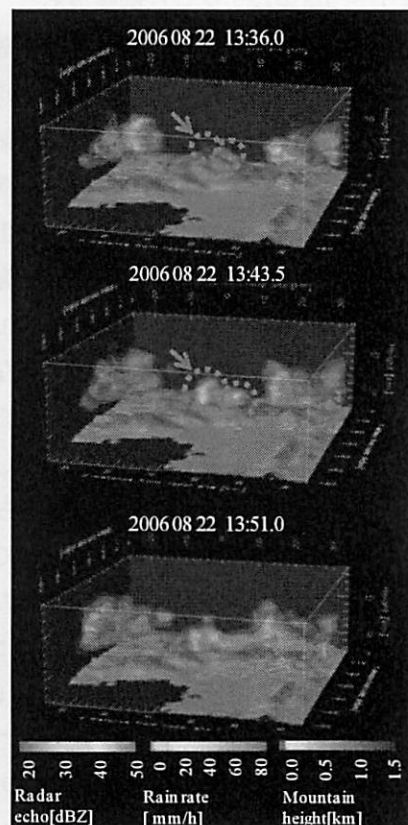


図-5 豊中豪雨時の連続する3時点の深山レーダー立体観測画像⁵⁾。

4.2 風を測るレーダー

集中豪雨のメカニズムや予測を行なう上で、水蒸気を運ぶ風の観測（風速観測）が重要である。この風速を測るレーダーを特にドップラーレーダーと呼ぶ。発射した電波と反射した電波の波長の違い（周波数の違い）からドップラー効果を利用して、レーダーの電波を発射した方向（レーダービーム方向）の風速成分を測定することができる。気象庁の20機の現業用大型レーダーは、そのほとんどがドップラー化が終了し、大気モデルによる予測に活かされている。2台のドップラーレーダーで観測すると風速の2成分が、3台では3次元成分を測定することが原理的に可能である。3台で同期することは非常に難しく、かつ領域も狭くなるので実験観測では通常は2台で観測される。また、現業用レーダーでは2台観測も少ない。1台の観測でも、3次元空間内の局所的な区分領域毎に風速が一様であるとか位置の1次関数で近似できると仮定すれば、広い範囲でのおおよその2次元的な風速分布が得られる。また、同じく1台による観測でも、風のシアや渦を推定することができる。

さて、3.で述べたように、集中豪雨では上昇流と下降流が重要である。通常のドップラーレーダーでは、立体観測といえども水平に近い低いアンテナ仰角が使われるので、有意に観測されるのは風速の水平成分である。その

場合は、高度毎の水平風速分布の収束・発散量を下層から積分することによって間接的におよその鉛直風速を推定することができる。しかし、直接観測に勝るものはない。そのため、鉛直上向きにドップラー観測を実施する小型のレーダー（ウインドプロファイラー）が現業化されている。気象庁ではこのウインドプロファイラーをアメダスにもじって「ウインダス」と呼んでいる。

4.3 偏波レーダー

いわゆる MP レーダーとはマルチパラメータレーダーのことで、受信電力値以外が観測可能なレーダーをさし、通常はこの 4.3 で紹介する偏波レーダーのことを指す。これは、防災科学技術研究所が名付けの親であるが、国土交通省もそれを踏襲している。国際的には”偏波レーダー”とよび、ドップラー観測機能も備えているものを”偏波ドップラーレーダー”という。

偏波レーダーとは、図-6 に示すような 2 種類以上の偏波面（電界がプラス・マイナスに振動する面）を使って観測できるレーダーのことをいう。偏波レーダーでない旧来のレーダーでは水平偏波（偏波面が水平な電波）のみを利用してきたが、その受信電力値だけから降雨量を推定するのに雨粒群の粒径分布の情報

が必要になる。旧来のレーダ

ーではその雨粒径分布を過去の「地上降雨量～受信電力の関係」から逆推定して、それをリアルタイムレーダー観測にも当てはめて実用手

法としてきた。しかし、やっぱり雨粒径分布はしとしと雨や豪雨といった数日ごとに異なる降雨タイプや、降水システムの生成初期、最盛期、成熟期といった数分～数時間単位で移り変わるライフステージごとにも変化するため、降雨量という意味での定量性にその観測・推定に限界があった。翻って偏波レーダーは、水平・垂直偏波による受信電力値 Z_{HH} 、 Z_{VV} の差である偏波間受信電力差 Z_{DR} から、降水粒子の扁平度に関する情報が得られるために、雨滴はサイズが大きいほど扁平度が大きいという事実と扁平度が大きいと水平偏波の方が垂直偏波より大きな電力として帰ってくるという事実から、雨滴のサイズをより正確に推定できると期待できる原理を新たに有する。すなわち、雨滴粒径分布がリアルタイムのレーダー観測のみで推定でき、より正確な降雨量観測が可能となる。原理的には地上雨量計によるキャリブレーションの必要はない。この、水平・垂直偏波による偏波間受信電力差のみを観測できるレーダーを旧型偏波レーダーと呼んでいる。しかし、偏波間受信電力差をノイズレベルを越えてしっかりと探知する能力の問題や、電波が降雨帯を通過するときに電力が減衰（電波減衰）するという旧来のレーダーと共通の課題は残存していた。（電波減衰は 3cm 波レーダー（X バンドレーダー）では激しく定量的な降雨推定の大きな障壁となってきた。5cm 波レーダー（C バンドレーダー）は

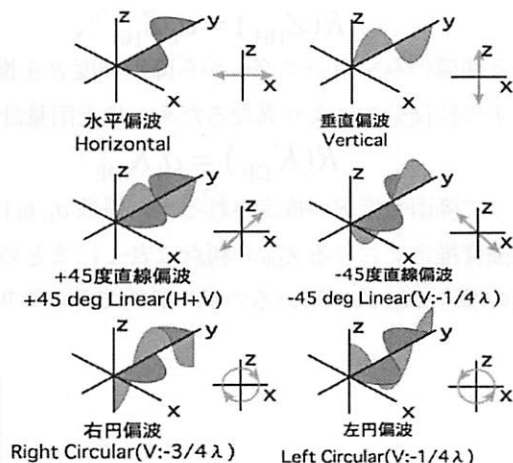


図-6 様々な偏波

表-1 偏波パラメーターの重要な特性

・ Z_{HH} (これまでの現業用ネットワークレーダー):

- 雨滴の粒径分布 (DSD) に依存して、降雨強度 R への変換式が異なる。地上雨量計によるキャリブレーションが必要。
- 雨滴の直径の 6 乗に比例するため、雨でない大きな降水粒子（雹など）が上空で混在すると、降雨強度 R を極めて過大に見積もってしまう。（降雨強度 R は直径の 3.6 乗に比例）
- 3cm 波 (X バンド) では大きな、5cm 波 (C バンド) でも多少の、電波の降雨減衰がある。

・ Z_{DR} : (80 年代後半からの技術。九州の 3 レーダーに '90 年代から備わっている機能)

- 雨滴の粒径分布の情報が得られる。地上雨量計によるキャリブレーションは不要。
- ただし、降雨減衰の影響は受ける。3cm 波 (X バンド) では、5cm 波 (C バンド) に比べて、強雨による電波の減衰が激しい。

・ K_{DP} : (これからの現業用偏波レーダー)

- 直径の 4 乗に比例するので、降雨強度 R (直径の 3.6 乗に比例) に近い。地上雨量計によるキャリブレーションは不要。
- 波 (位相) の情報なので、降雨減衰の影響を受けない。（ Z_{HH} や Z_{DR} の減衰補正に実時間で利用できる。）
- 3cm 波 (X バンド) ではほぼ完全に、 Z_{HH} や Z_{DR} の代わりに用いることができる。5cm 波 (C バンド) では、20～30mm/h 以下では Z_{HH} や Z_{DR} と併用。（欧米では新たに、X バンドレーダーによるネットワーク構築が始まる）

・ ρ_{HV} : (これからの現業用偏波レーダー)

- 降雨がそうでないかの識別、グランドクラッターの識別に、極めて重要。

大きな障害にはなっていないが、問題がないわけではない。)

一方、最新型偏波レーダーとは、偏波間受信値電力差 Z_{DR} だけでなく、波の位相差 K_{DP} 、電力の偏波間相関係数 ρ_{HV} なども観測できる偏波レーダーである。特に偏波間位相差も観測できるというのが最大の特徴である。雨滴が扁平している程、すなわち雨滴のサイズが大きい程、水平偏波の位相が遅れて還ってくるので、受信電力値差と同じく雨滴粒径分布がリアルタイムのレーダー観測のみで推定でき、より正確な降雨量観測が可能となる。これまでの旧来型レーダーでは、

$$R(Z_{HH}) = a_0 Z_{HH}^{b_0}, \quad (1)$$

という関係のみを用いて Z_{HH} から降雨強度 R を推定してきた。しかし、2つの係数 a_0 、 b_0 は、時々刻々変化する降雨粒子の粒径分布により異なるため、地上雨量計によるオンライン補正が必要となる。一方、 K_{DP} からは

$$R(K_{DP}) = a_1 K_{DP}^{b_1} \quad (2)$$

によって降雨強度 R が推定されるが、係数 a_1 、 b_1 は理論的に定まりオンラインキャリブレーションの必要はない。降雨強度推定における K_{DP} の利点は表-1 にまとめた。なお、 K_{DP} は弱雨の場合感度が低く、弱雨の場合は(1)式を、強雨の場合は(2)式を用いるのが一般的である^{6), 7), 8)}。

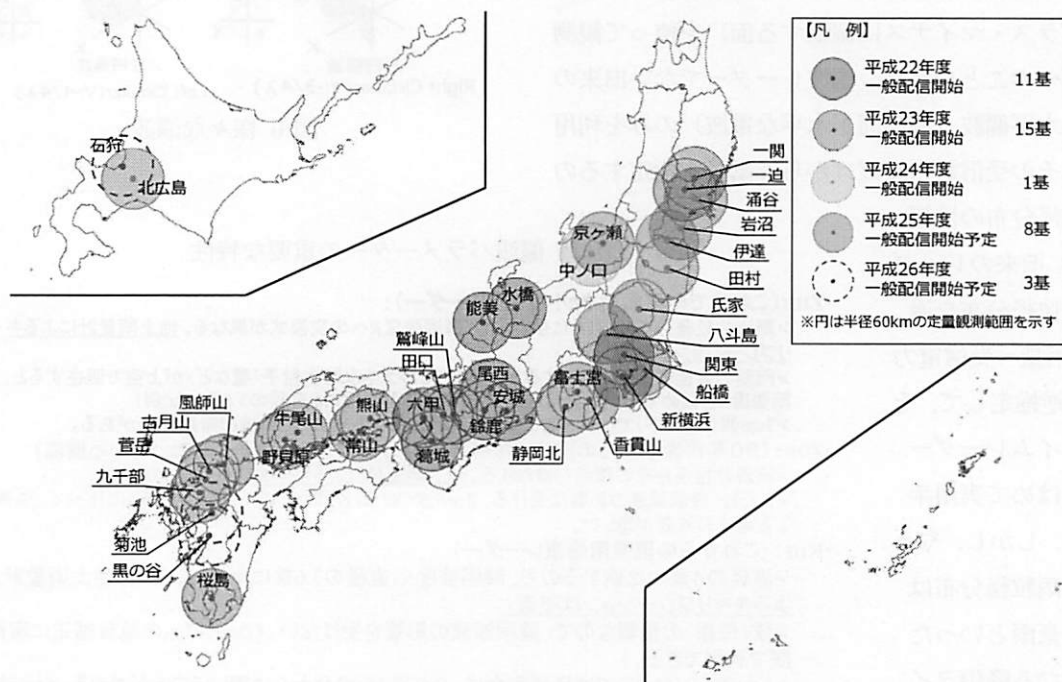


図-7 国土交通省のXバンド最新型偏波ドップラーレーダーによるネットワーク (XRAIN)

(出典：国土交通省)

さて、偏波間位相差には、いくつかの他の利点がある。その中の最大の利点は、電波減衰の問題が大きく改善されることにある。いくら電波減衰しても、すなわち電波の振幅が小さくても位相の位置さえ探知できれば偏波間位相差の情報には問題がないからである。電波減衰は電波の波長が短いほど激しくなるので、これまで短い波長を用いてきたレーダーほどこの恩恵を被ることになる。また、波長が短いほど偏波間位相差の感度がよりよいというおまけまで持つ。気象庁や国土交通省では5cmという比較的電波の減衰が少ない波長(Cバンドの波長)が用いられているが、政令指定都市の下水道局によって都市域の雨水排除支援に導入されているレーダーでは、より感度が良くしかも高空間分解で観測できる3cm波(Xバンド波)のレーダーがここ10年以上運営されており、電波減衰が豪雨時の定量観測をほとんど不可能にしてきた。しかし、最新型偏波レーダー、特に偏波位相差観測の実現によってその挽回の時機が到来してきたことになる。(国土交通省でも雲仙、桜島、富士山で3cm波のレーダーが運用されている。)

さて、長々と説明してきたがもう一つ重要なことがある。最新型偏波レーダーによる観測情報群により、降雨粒子の大きさだけでなく降水粒子の種類の識別が推定可能となる⁹⁾。これらの推定情報により、地上レーダー、人工衛星搭載の降水レーダーやマイクロ波放射計による降水量推定精度の向上がはかれるとともに、大気モデルやその中の雲物理過程モデルとの結合手法を開発して豪雨の予測精度も向上させることができる。

4.4 国土交通省レーダーの最新偏波化（XRAIN とCバンドレーダー）

国土交通省では、高性能での降雨量観測に重要な二重偏波化、すなわち水平・垂直偏波による受信電力値差を新たなパラメータとする二重偏波化は1980年代後半から土木研究所によって精力的に研究が進められ、1991年の釈迦岳レーダー雨量計を皮切りに九州の3現業レーダーが1990年代に偏波化された。

その後、4.3で述べたように、1990年代後半になると、水平・垂直偏波による受信電力値差のみならず電波の位相差も新たにパラメータとして利用できる気象レーダーが欧米で、そして日本でも開発が進展した。位相差は電波減衰の影響を受けにくいことや短波長ほど感度が高いことから、小型であるXバンドの有効性が高まった。国土交通省では2009年の釈迦岳レーダー雨量計を皮切りに、26機のCバンド大型レーダー観測網に於て、既に5台のCバンドレーダーを最新偏波化しており、2015年度終了までにはさらに4台、2018年度終了までにはさらに6台のCバンドレーダーが最新型偏波ドップラーレーダーに更新する計画である。このように、気象レーダーによる降雨量情報の精度が大幅に高くなり、定量的な入力情報として洪水流出計算や氾濫計算で扱うことのできる時代に突入した。

平行して、2008年の神戸市、東京都でのゲリラ豪雨災害を機に、都市域の豪雨災害の監視を目的に2010年度から国土交通省により、九州～北海道に至る主に政令指定都市をカバーする37機（2014年7月8日現在、新たに熊本の2機が観測を開始し

た）のXバンド最新型偏波ドップラーレーダーによる3次元観測網（XRAIN）が実現し（図-7）、きめ細かな時間・空間分解能（1分間隔・250m分解能）で精度の高いリアルタイム降雨分布情報が、観測から1分程度で配信されるようになった⁸⁾。

このため、気象学、水文学を超えた様々な分野での利用手法の開発が急激に進んでいる。加

えて、フェーズドアレイレーダー、コンパクトレーダーの開発によるさらなる高時間・空間分解能化が現在も進行中で、まさに、降雨レーダーの利用範囲の拡大期と言える。もちろん前述のように、観測範囲の広い大型レーダー（Cバンドレーダー）の偏波化も平行して進められており、広域での定量的な活用も益々期待されている。

さて、XRAINは、

- ① 高い感度の実現：小型レーダーによる
- ② 高い観測空間分解能の実現：小型レーダーと密なネットワークによる（250mメッシュ）
- ③ 小型レーダーの降雨減衰問題解決：最新偏波機能（偏波間位相差）と密なネットワークによる
- ④ 高精度な降雨量観測の実現：最新偏波機能による
- ⑤ より高頻度の低高度観測の実現：1分ごと
- ⑥ 情報伝達時間の大短縮の実現：およそ1分
- ⑦ ゲリラ豪雨のタマゴ探知（6.で後述）の実現：立体観測と高感度、高分解能機能による

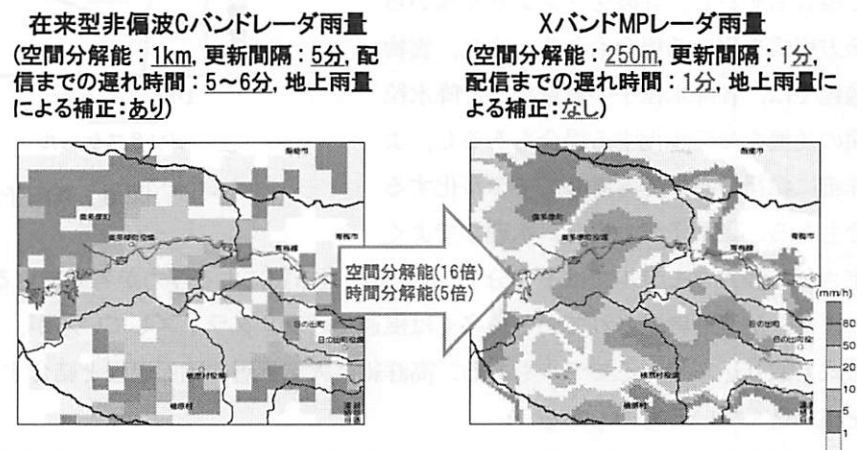


図-8 XRAINによる降雨観測のアドバンテージ(出典：国土交通省)

によりピンポイントでのより正確な降雨量を観測するとともに、より早期にゲリラ豪雨を探知し、およそ1分以下というより短時間での情報提供ができるという最新性をもつ。加えて、ドップラー機能によって風速や渦度も観測することで、降雨予測精度のさらなる向上を目指している。ゲリラ豪雨の早期探知については、6.で紹介する。

5. リアルタイム降雨予測

5.1 豪雨の2大予測手法

以上、集中豪雨や気象レーダーの基礎、最新型偏波レーダーについて述べてきた。次に降雨予測について最新の動向を紹介する。図-9に降雨予測手法の種別と期待される精度を予測時間とともに示している。まず、レーダーによって時間・空間的に密に観測される雨域の移動を数理工学的に捉えて予測する運動学的手法が1時間程度先までの手法として利用されている。数理工学的方法ながら最近では比較的大規模場での水蒸気流れを考慮して、移動しない地形性降雨を推測しレーダー情報から分離して、非地形性降雨のみ移動させる手法が現業化されている。現在では、アンサンブル予測とすることで、さらなる精度向上が目標されている⁹⁾。

一方、大気運動方程式や連続式、熱力学的方程式、降水粒子の形成方程式（雲物理）等で構成される大気モデルをコンピュータで積分して予測する手法がある。気象予報では不要な音波を取り除くために、気圧・密度に関しては、ポアソン型の診断方程式を設定する場合もあるし、音波をダンプさせながら予報方程式を用いる場合もある。また、雲物理過程では、各降水粒子の質量だけで降水粒子間の変換をモデル化する場合もあるし、より詳細に粒径分布まで考慮してモデル化する場合もある。豪雨予測の場合、水理学でよく

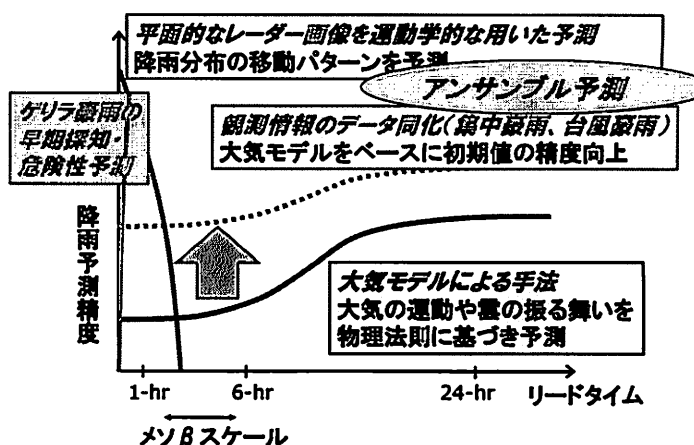


図-9 豪雨予測のタイプと精度

仮定される静力学モデルでは不十分で、水蒸気の凝結熱による浮力が考慮できる非静力学モデルが常識となっている。また、乱流も考慮されている。多くは風速でパラメタライズしているが、 $k-\epsilon$ モデルなどの乱流エネルギーの予報式も取り込んでいるモデルもある。高詳細に大気下層の陸面過程と結合する実験用領域モデルではLESモデルを組み込んでいるものもある。

さて、実験用モデルでも現業用モデルでも空間的きめ細かさが向上し、気象庁の数値予報もその精度が格段に向上し、2004年7月、2011年7月に生じた新潟・福島豪雨、可児川豪雨のような大規模な集中豪雨は再現できるようになってきている。また、より高分解能な実験用大気モデルでは、3.で述べた積乱雲の様相もモデルで表現できるようになっている。しかし、最初の積乱雲が何処で発生するかの予報はまだ現実的ではない。たとえば、新潟豪雨後に生じた空間的により小規模な集中豪雨である福井豪雨は、再現すらできないのが現状である。大気流れのより詳細な観測や、陸面境界層との関係の解明が、モデルが高分解能になればなるほど重要項目となってきている。

ただ、大気モデルだけが詳細になっても、レーダー等によって観測される細かな風速分布や降雨の観測情報を初期値として取り込まなければ、何時間も先でないと降雨が算定されないし、また、小規模な豪雨は再現すらできない。しかし逆に、降雨に関する細かな初期情報があれば大気モデルで再現・予測ができる可能性が高い。すなわち、モデルの発展により、モデルの精度が初期値観測の緻密さに勝るという今までとは反対の状況になってきている。

5.2 平面的な画像を用いた運動学的予測

1970年代に、国土交通省によってCバンドレーダーが導入されて以来、水工学の分野で多くの降雨予測手法が提案されてきた。基本的には、時々刻々と得られる面的な降雨分布の変化（動きと発達・衰弱）を数理工学的手法で捉えて、外挿することによって予測する手法（運動学的な予測手法）である。セルを認識させ追尾する手法^{10, 11}や、2次元流体場として降雨場の変化を移流方程式で把握し予測する手法（移流モデルによる手法¹²）がある。これらは様々な場で今も利用されて来ている。残念ながら、5分ごとの観測情報を用いた従来の場合、我が国の大河川を対象にした場合は1~3時間（1~3km空間分解能）、中・小河川では1時間（1~3km空間分解能）、都市の雨水排除を目指した予測では（20分）程度の予測リードタイムしか有効な予測を行えなかった。また、その予測精度もあまり高くなかった。主な理由は、異動する雨域の発達や衰弱の予測が簡単ではなかったからである。そのため、雨域の停滞の大きな要因である地形性降雨の概念的な予測手法^{13, 14}や、しかし、5.3で示す大気モデルとのレーダー情報の物理的根拠を持った併用手法が開発されてきた。

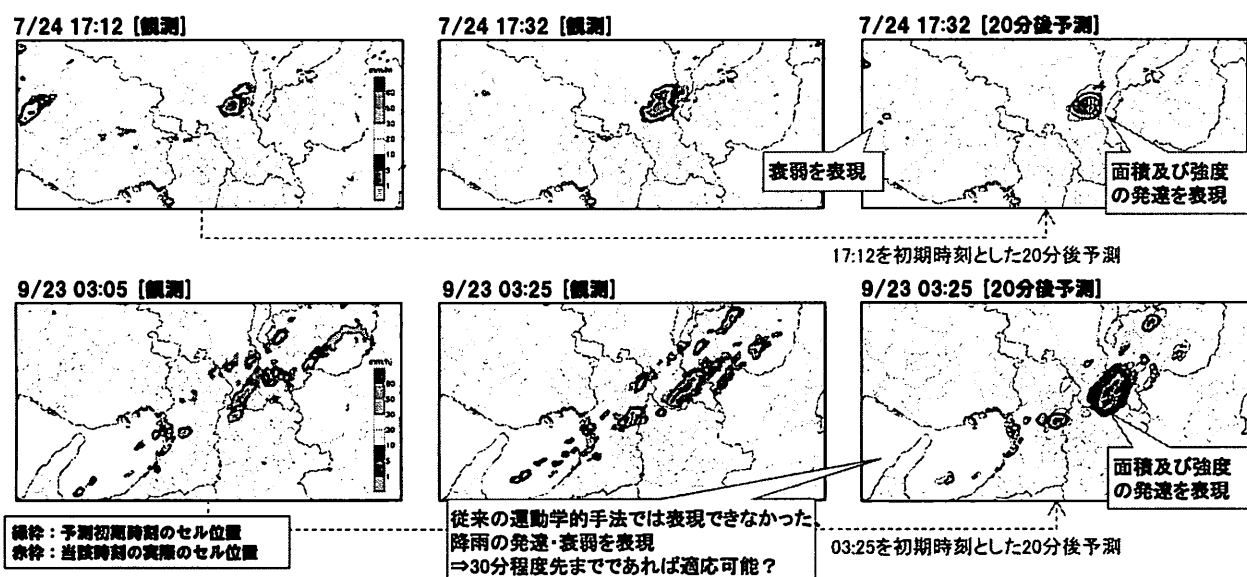


図-10 XRAINによる降雨観測情報を用いたセル追跡法による降雨予測

その中、XRAINによる1分間隔で250m空間分解での豪雨の観測により、一つ一つの積乱雲の存在とその消長をきめ細かく捉えられるようになったため、運動学的手法によるレーダー降雨予測を復活させた。すなわち、一つの積乱雲の寿命である30分~1時間先までの予測精度が、従来に比べて大きな向上が見込まれている。図-10は、一つ一つの降雨セルを追跡することにより行われた、20分先の降雨予測事例を示す。セル毎の移動ベクトルを算出し外挿することにより個々のセルの移動を良好に予測するとともに、初期時刻におけるセル面積およびセル平均降雨強度の直近変化率を外挿することにより各セルの発達・衰弱をも良好に予測していることがわかる¹⁰。

5.3 大気モデルによるレーダー観測情報の同化

そこで現在は、大気の物理方程式を制約条件に、レーダー等のきめ細かな様々なリモートセンシングによる観測情報を加工して初期値として取り組むという、いわゆるリモートセンシング情報の大気モデルによる同化手法の開発も最先端として進められており、気象庁での数値予報で活かされはじめている。現在は、GPSによる水蒸気情報や最新型偏波情報の同化が最先端の課題となっている。国交省レーダーの最新型偏波化は

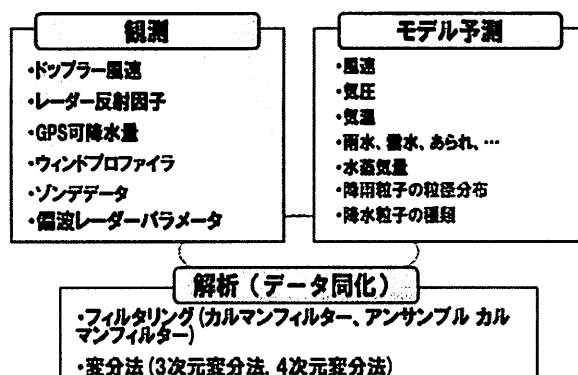


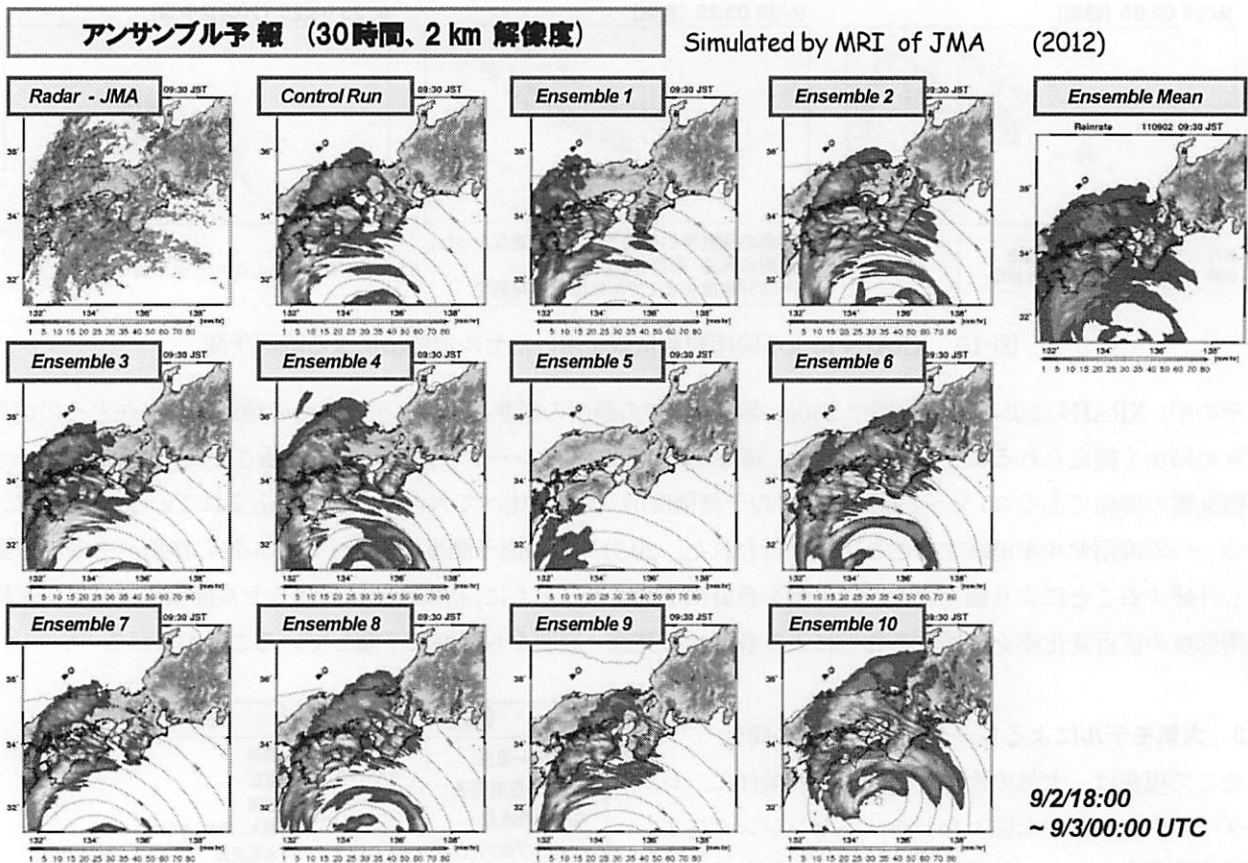
図-11 大気モデルによる観測値の同化¹⁶⁾

地上雨量の高精度の推定だけでなく、豪雨予測という意味でも貴重な情報になる。

この大気モデルの同化について、同化される観測量、関係する大気モデルの物理量、ならびに同化手法を整理したのが図・11である。同化される観測値としては、現在では、粗い空間分解のゾンデ観測による気温・気圧・湿度は言うに及ばず、レーダーによる観測受信電力（レーダー反射因子）、ドップラーレーダーによる風（ドップラー風速）、粗い観測地点しかないがウインドプロファイラーによる鉛直風速などが現業予報で同化されている。さらに、GPS観測群による可降水量（水蒸気量）の同化も現業実験されている。実用化は言うに及ばず、研究でもまだはしりである偏波レーダーによる観測情報の雲物理プロセスの同化は最先端の課題である。偏波レーダーとビデオゾンデの同期基礎観測実験と降水粒子タイプの判別手法の開発を基礎として、当研究室では最先端課題として進めているところである¹⁵⁻¹⁷⁾。特に、モデル実験により、雲物理モデルによる偏波観測情報の同化は、集中豪雨の最初や、ゲリラ豪雨の最初に生まれる積乱雲の10分～30分先の大きな精度向上をもたらすものと期待している。

5.4 ハイブリッド予測

さてここまで、気象レーダーを用いた2大豪雨予測手法である、運動学的手法と大気モデルを用いた同化予測手法を紹介した。これらの手法は、各手法が得意とする予測リードタイムを考慮して、短い予測リードタイム（最長3時間程度）では運動学的手法による予測結果を、長い予測リードタイム（数時間先）からは大気モデルを用いた同化予測手法による予測結果を用い、その間のリードタイムでは両者の結果を重み付け平均などで両者の結果を混合して役立てるといふ、いわゆるハイブリッド予測手法が良く用いられるようになっている¹⁸⁾。



図・12 気象庁2km数値予報モデルによるアンサンブル実験の例¹⁸⁾

5.5 アンサンブル降雨・流量予測

次にアンサンブル予測について説明を行う。現在気象庁により、週間予報を含めより長い気象予報では、複数の異なる初期情報などによって算出された複数の予測時系列（アンサンブル予測）情報が提供されており、ダム操作

を対象とする流域規模での洪水予測に利用可能である。一方、より短時間のリードタイムを目的とした数値アンサンブル予測はまだ現実化されていないが、現在、実験が行われている。図-12、台風の適切な動きが予測されなかった前述の 2011 年 9 月の台風 12 号を対象に実施された気象庁 2km 数値予報モデルによるアンサンブル実験結果を示す¹⁸⁾。実際そうだったような動きの遅い予測（メンバー）も含まれることがわかる。

また、レーダー画像の雨域の動きを外挿するいわゆる運動学的短時間予測手法においても、3 時間程度先までならアンサンブル予測が可能である¹⁴⁾。図-13 は、30 時間先までの数値アンサンブル降雨予測情報と、著者らが独自に実施した 3 時間先までのレーダーアンサンブル予測情報¹⁴⁾を組み合わせて、30 時間先までの降雨予測情報を用意しそれを用いて実施した、新宮川水系のあるダム貯水池へのアンサンブル流入量予測の事例を示す¹⁸⁾。アンサンブル予測平均空分布とレーダー観測平均空分布とのバイアスを時々刻々と補正することにより、観測流入量を流入量予測の最大・最小の幅内に収めることができています。これは、結果としても手法としてもほんの一時例であり、さらなる検討は必要だが、アンサンブル予測を用いて幅のある流入量予測を実施し、時々刻々更新するなどの手法を開発して行ける時期に来ていることを、本稿では強調したい。

6. ゲリラ豪雨の早期探知と危険性予測手法^{19), 20)}

6.1 タマゴの早期探知

既に何度か言及した 2008 年 7 月 28 日に兵庫県都賀川で発生した鉄砲水による水難事故以来、「ゲリラ豪雨」というキーワードが社会現象化し、都市域を中心とした局地的豪雨への関心が高まった。突然の豪雨も当然のことながら、それに伴う都市域の小河川の水位の急上昇がゲリラ豪雨災害の特徴であり、都賀川の場合は降り始めてから 7 分後に出水が生じた。したがって、このような時間スケールが極端に小さな災害では、5 分でも 10 分でも早い注意喚起が防災上、必要不可欠となってくる。

そこで中北ら⁵⁾は、図-3 に示すように、1982 年以来継続的に立体観測を継続していた国土交通省深山レーダ雨量計（C バンドレーダー）の 3 次元画像を解析して、都賀川での鉄砲水の原因となった局地的豪雨、その豪雨をもたらした積乱雲が急激に発生・発達するごく初期の段階に、上空でのみ最初に存在するレーダーエコー（初期エコーあるいはファーストエコー）が確認できることを明らかにした。加えて、それが都賀川出水時の 30 分前に

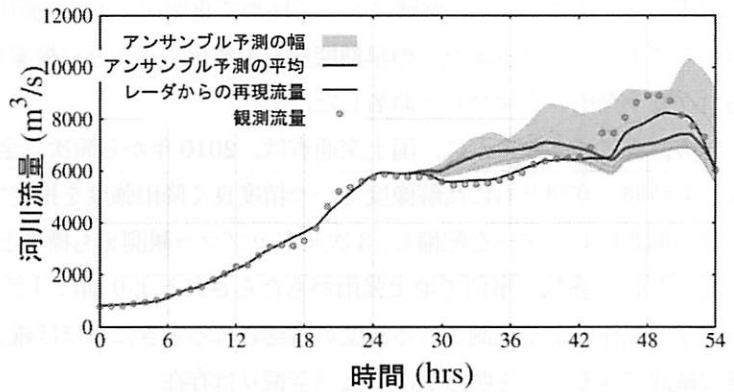


図-13 レーダーおよび気象庁 2km 数値予報モデルのアンサンブル降雨予測情報を用いたアンサンブル流量予測例¹⁸⁾

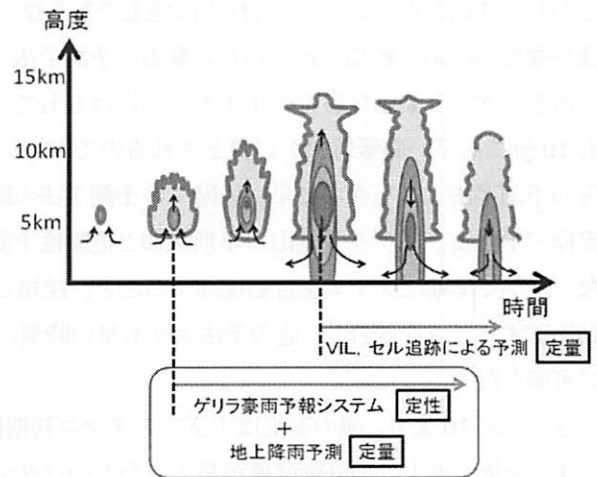


図-14 ゲリラ豪雨災害軽減へ向けた本研究の意義。
(赤枠で囲われた部分が本研究の内容である)

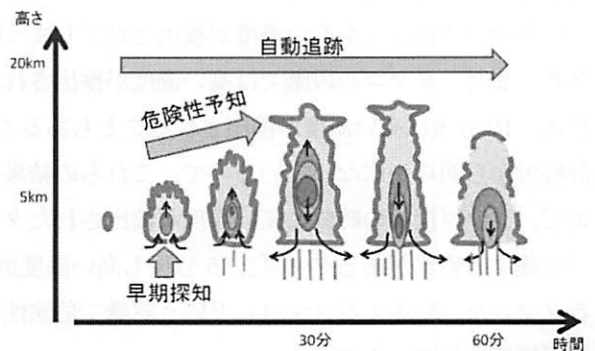


図-15 ゲリラ豪雨予測システムの概念図

は出現していることから、避難にとって極めて重要な、ゲリラ豪雨の早期探知に欠かせない情報であり、防災の視点からこのファーストエコーの早期探知を現実化すべきとの提案を行い、そのファーストエコーを、防災的観点から「ゲリラ豪雨のタマゴ」と命名した。

一方、既に述べたように、国土交通省は、2010年から順次、全国の政令指定都市を中心に既存のレーダ雨量計よりも時間・空間ともに高解像度でかつ精度良く降雨強度を推定できるXバンドMP（マルチパラメーター(ドップラー偏波)）レーダーを配備し、3次元ドップラー観測をも標準としたゲリラ豪雨災害への観測体制を強化した。中北ら¹⁹⁾は、多数の事例で地上強雨がもたらされるより前に「ゲリラ豪雨のタマゴ」が上空で出現すること、ドップラー風速により推測される渦度が確認されるときにはほぼ確実に積乱雲が強化されることを、XRAIN 観測情報で確認できることを明らかにした（空振りは存在する）。

6.2 早期探知とその危険性予測

ゲリラ豪雨をもたらすような積乱雲の寿命は30分～1時間であり、このタイムスケールの短さが災害発生の一因となっている。近年このようなゲリラ豪雨の予測に関しては、VIL (Vertically Integrated Liquid water) の連続式を考慮したもの²¹⁾、セル追跡等による地上降雨予測^{10), 11)}が、やはりXRAIN 導入の利点を活かして開発されてきている。しかし図-14に示すように、これらは地上である程度の強度の降雨が観測されてからの豪雨の予測手法である。ゲリラ豪雨災害を防止するためには5分でも10分でも早い避難情報が必要とされるので、これらの予測手法よりもさらに早い段階での予測手法の確立がゲリラ豪雨災害の軽減には極めて重要である。図-14の赤枠で示すようにゲリラ豪雨の早期探知と危険性予測の意義はまさにここにある。最終的には、図-15に示すような、上空で早期にタマゴを自動探知すること、探知したタマゴの段階で危険性を渦度により予測し、3次元的に自動追跡することを統合し、他の手法よりも早い時刻に危険性を定性的に予測する手法を構築することで、現業利用が可能となる。

さて、図-16より、渦の発生は上空でのタマゴ初期探知から1.6分後、地上での降雨強度が最大となるのはタマゴ探知から30.7分後という結果になり、ゲリラ豪雨へ発達するほとんど全ての事例で探知してから5分後には高い渦度が検出できることが分かっている¹⁹⁾。またもちろん、発達しないタマゴであっても高い渦度が検出されてしまう場合がある。また、タマゴの段階では高い渦度が検出されず、5分後、10分後に高い渦度が検出されることもあることが統計解析から明らかになっているので、これらの結果を踏まえて、タマゴ探知の時刻に高い渦度が検出されたタマゴを「発達する恐れがあるタマゴ」、5分後も高い渦度が出ているタマゴを「発達するタマゴ」という認識で危険性予測手法が構築されている¹⁹⁾。

図-17に2013年8月6日の事例の、最初にタマゴを早期

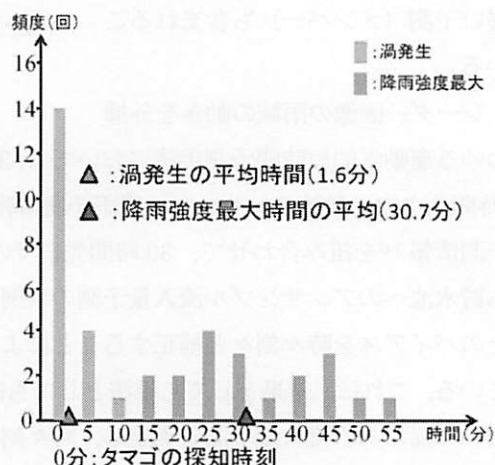


図-16 タマゴ探知時刻を0分とした時の渦初期探知時刻と地上降雨強度最大時刻の頻度分布¹⁹⁾

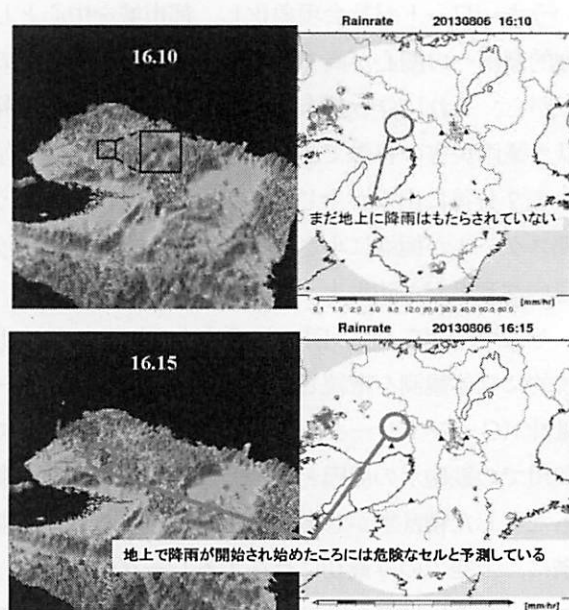


図-17 危険性予測の例

探知された時刻と、危険と予測された時刻の危険性予測指標の3次元表示と、地上降雨強度の分布を示す。タマゴが探知された時点で右の水平分布に赤丸を付すシステムとしている。16時10分時点で、上空のタマゴのみ探知されていて地上（正確にはレーダー観測最下層）にはまだ降雨強度が探知されていない状況、さらには、5分後の第2ステージには危険性予測がなされている事例を示す。この事例では、16時30分以降に至るまでセルが発達し続けた。危険性予測が良好に推移していることがわかる。なお、ここで示した基本的な考え方は国土交通省で採用され、ゲリラ豪雨の危険性予測システムとして既に国土交通省内で試験運用が開始されている²²⁾。今後、サイレン灯システムとのタイアップも進んでゆくよう祈念したい。

7. おわりに

以上、集中豪雨の簡単なメカニズム、レーダー観測の現状と最新状況、豪雨予測の現状と今後について述べてきた。その中、集中豪雨の予測にはその最初の積乱雲が何処で発生するかどうか、かつそれが急激に発達する様子を予測できるかどうかが一番大切で、そのためには境界層と上部大気の関係のさらなる解明とモデル化が必要である。加えて、モデルの精緻さに比べて初期情報として必要な物理量の観測分解能が相対的に粗いこと、そのために、都市域を中心にきめ細かい観測が可能な小型の偏波ドップラーレーダーが国交省により導入が開始されたことを述べた。今後は、上記が実用化するに加え、雲だけのステージから見えるミリ波レーダー、雲になる前のステージから上昇流が見えるライダー観測が、開発ステージを経てその応用ともども5～10年後に実用化することも目指した取り組みも進められている²³⁾。

しかし、ここで強調すべき事がある。以上のように、レーダーによる降雨強度推定そのものは、かなり、いや極めて定量的に有効なものになった。しかし、この情報が単なる画像情報としか利用しないのであれば、何のためのハード・ソフトの技術開発かわからない。もとより、1970年代赤城山レーダ雨量計導入時からその河川行政への定量的利用が期待されてきた。しかし、30年以上の長きにわたり実現してこなかった。それは、単にレーダー技術のせいだけではなく、利用者側の認識不足によるものと思ってきたし、そう訴えてきた。今もそう思っている。その中、2002年度から一步進めて地上雨量計によるオンラインキャリブレーションが開始されかなりの精度向上がはかられた。そして、XRAINとよばれる最新型偏波ドップラーレーダーの観測網が都市域上空の正確でかつ高時間空間分解能での降雨強度観測が実現した。大型レーダーもどんどん偏波化されている。加えて、広域水災害監視のための分布型流出モデルの利用技術の開発も始められている。砂防という意味でも大いに期待できる。今やレーダー技術もその利用技術も新たな事態に突入したのである。すなわち、面的情報の定量的の利用に対する信頼性と価値を認識するステージにすでに突入している。

そして、XRAINとよばれる世界最新の現業観測網が導入され、それを利用したゲリラ豪雨の早期探知や水位や浸水の予測手法も現業化されつつある。その中、訪れた都賀川で思ったこと。それは、あの災害を忘れない。たとえ少しであっても、あのような災害を防ぐために貢献して行きたい。そこでみた、子供達の笑顔、お母さん達の笑顔、おじいちゃんおばあちゃんの笑顔、を肝に銘じ、憩いの場が悲惨な場とならないよう少しでも、多くの皆さんと頑張っていくことができればと思う。本稿がその一助になれば幸である。

なお本稿は、参考文献20)、24)への著者の投稿内容をベースにし、一部内容を最新のものに更新するとともに新たな文章も加えることにより作成した。

参 考 文 献

- 1) 中北英一、矢神卓也、池淵周一、1998 那須集中豪雨の生起・伝播特性、水工学論文集、第44巻、pp.109-114、2000。

- 2) 大阪市下水道協会:ガイアの瞳「ゲリラ豪雨に備えよ!!」, 人と地球のうろおいマガジン・メール「Mer」, Vol.6, 2009年4月号, pp.4-9, 2009.
- 3) 中北英一, ゲリラ豪雨とそのタマゴ, 銀行倶楽部, 談話室, 平成21年10月号, No.513, pp.2-6, 社団法人東京銀行協会, 2009.
- 4) 中北英一, ゲリラ豪雨のタマゴー早期探知と対策ー, 水循環 貯留と浸透, 社団法人 雨水貯留浸透技術協会, Vol.74, pp.10-14, 2009.
- 5) 中北英一, 山邊洋之, 山口弘誠, ゲリラ豪雨の早期探知に関する研究, 水工学論文集, 第54巻, pp.343-348, 2010.
- 6) 中北英一, 竹畑栄伸, 中川勝広, 最新型Cバンド偏波レーダーを用いた降雨量推定精度の検証, 水工学論文集, 第51巻, pp.325-330, 2007.
- 7) 中北英一, 竹畑栄伸, 中川勝広, Cバンド偏波レーダーによる降雨量推定アルゴリズムの構築に関する研究, 水工学論文集, 第52巻, pp.349-354, 2008.
- 8) 五道仁実, 内藤正彦, 土屋修一, Kdp-R関係式の適用範囲拡張によるXバンドMPレーダーの観測精度の向上, 土木学会論文集, B1(水工学), 第58巻, pp.505-510, 2014.
- 9) 中北英一, 山口弘誠, 隅田康彦, 竹畑栄伸, 鈴木賢士, 中川勝広, 大石哲, 出世ゆかり, 坪木和久, 大東忠保, 偏波レーダーとビデオゾンデの同期観測および降水粒子タイプ判別, 水工学論文集, 第53巻, pp.361-366, 2009.
- 10) 増田有俊・中北英一, Xバンド偏波レーダーを用いた降水セルのライフステージ判別手法の開発, 土木学会論文集, B1(水工学), 第58巻, pp.493-498, 2014.
- 11) 高田 望, 田中裕介, 池淵周一, 中北英一, 局地的な大雨の予測精度向上を目指した降水ナウキャスト手法の開発, 土木学会論文集, B1(水工学), 第57巻, pp.349-354, 2013.
- 12) 椎葉充晴, 高埴琢馬, 中北英一, 移流モデルによる短時間降雨予測の検討, 土木学会水理講演会論文集, 第28巻, pp.349-354, 1984.
- 13) 中北英一, 寺園正彦, 地形性降雨の非地形性降雨に対する非線形効果を考慮した短時間降雨予測手法, 水工学論文集, 第52巻, pp.331-336, 2008.
- 14) Nakakita, Eiichi, Tomohiro Yoshikai, and Sunmin Kim, Application of Error-Ensemble prediction method to a short-term rainfall prediction model considering orographic rainfall, Weather Radar and Hydrology (Proceedings of a symposium held in Exeter, UK, April 2011) (IAHS Publ., 351, 2012), pp.317-322, 2012.
- 15) Nakakita, Eiichi, Yukihisa Sato and Kensuke Takenouchi, 4DDA of radar echo and Doppler velocity by an atmospheric model with a conceptual precipitation Model, Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, Vol.51, pp.103-108, 2007.
- 16) 山口弘誠, 中北英一, アンサンブルカルマンフィルタを用いたドップラーレーダー情報の4次元同化設計, 水工学論文集, 第52巻, pp.343-348, 2008.
- 17) 山口弘誠, 中北英一, 偏波レーダーCOBRAを用いた降水粒子種類の同化手法の提案, 水工学論文集, 第53巻, pp.355-360, 2009.
- 18) Yu, Wansik, Eiichi Nakakita, Sunmin Kim, Kosei Yamaguchi, Accuracy improvement of flood forecasting using pre-processing of ensemble numerical weather prediction rainfall fields, Journal of Japan Society of Civil Engineers, B1(Hydraulic Engineering), JSCE, Vol.58, pp.151-156, 2014.
- 19) 中北英一, 西脇隆太, 山邊洋之, 山口弘誠, ドップラー風速を用いたゲリラ豪雨のタマゴの危険性予知に関する研究, 土木学会論文集, B1(水工学), 第57巻, pp.325-330, 2013.
- 20) 中北英一, 西脇隆太, 山口弘誠, ゲリラ豪雨の早期探知・予報システムの開発, 河川技術論文集, 第20巻, pp.355-360, 2014.
- 21) Hirano, Kohin, Masayuki Maki: Method of VIL Calculation for X-band polarimetric radar and potential of VIL for nowcasting of localized severe rainfall -Case study of the Zoshigaya downpour, SOLA, vol.6, pp.89-92, 2010.
- 22) 国土交通省近畿地方整備局, レーダ雨量計技術応用研究委員会資料, 2014.
- 23) 中北英一, 鈴木賢士, 大石哲, 坪木和久, 川村誠治, 橋口浩之, 中川勝弘, 鈴木善晴, 大東忠保, 相馬一義, 山口弘誠, 豪雨の発生・発達をとらえる大規模フィールド同期観測実験と水災害軽減に向けた総合的基礎研究, 平成25年度水文・水資源学会総会・研究発表会要旨集, 2005.

- 24) 中北英一, 集中豪雨のモニタリングと予測, [特集]防災の水工学, 日本流体力学会誌「ながれ」, 第 29 巻, 第 3 号, pp.203-210, 2010.

参 考 書

- 1) 小倉義光, メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, pp.215, 1997.
- 2) 吉野文雄, レーダー水文学, 森北出版, pp.175, 2002.
- 3) 深尾昌一郎, 浜津享助, 気象大気のレーダーリモートセンシング, 京都大学出版会, 491 pp., 2005.
- 4) Cotton, W. R. and R. A. Anthes, Storm and cloud dynamics, Academic Press, 883 pp., 1989.
- 5) Houze, R. A., Jr., Cloud Dynamics, 570pp., Academic Press, 1993.
- 6) Doviak, R. J. and Zrnic, D. S., Doppler radar and weather observations, 2nd edition, Academic Press, 883 pp., 1993.
- 7) Bringi, V. N. and V. Chandrasekar, Polarimetric Doppler weather radar, Cambridge, 636 pp., 2001.